

RADIONUKLIDE ALS TRACER FÜR TRANSFERPROZESSE UND BODENENTWICKLUNG IN FORSTBÖDEN

Von der Fakultät für Geowissenschaften, Geotechnik und Bergbau

der Technischen Universität Bergakademie Freiberg

genehmigte

DISSERTATION

zur Erlangung des akademischen Grades

eines Doktors der Naturwissenschaften

(Dr. rer. nat.)

vorgelegt

von Dipl. Geol. Sylke Schlenker

geboren am 15.04.1965

in Berlin

Gutachter: Prof. Dr. Jörg Matschullat, Freiberg

Prof. Dr. Sepp Unterricker, Freiberg

Dr. Gerhard Raben, Graupa

Tag der Verleihung: Freiberg, den 13.12.2002

Vorwort

Die vorliegende Arbeit wurde in den Jahren 1999 bis 2001 am Institut für Angewandte Physik der TU Bergakademie Freiberg gefertigt. Die Forschungsarbeiten wurden im Rahmen des Graduiertenkollegs „Geowissenschaftliche und Geotechnische Umweltforschung“ von der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) unterstützt.

Mein besonderer Dank gilt

Herrn Prof. Dr. S. Unterricker und Herrn Prof. Dr. J. Matschullat für die Betreuung der Arbeit, die zahlreichen Ideen und die konstruktiven Auseinandersetzungen mit der Thematik,

Herrn Dr. D. Degering für die Zusammenarbeit, fachliche Anregung und Unterstützung und Herrn Prof. Dr. B. Merkel, dem Sprecher des oben genannten Graduiertenkollegs, für die fachübergreifende Förderung und viele interessante Anregungen.

Mein Dank gilt weiter

den Mitarbeitern der Landesanstalt für Forsten, Herrn Dr. G. Raben, Herrn Dr. H. Andreae, Herrn Symossek und Herrn Sträche sowie den Mitarbeiterinnen der Fakultät für Physik und Geowissenschaften der Universität Leipzig bzw. des UfZ-Leipzig Frau Dr. B. Schneider und Frau Dr. D. Haase für die Ermöglichung der Probenahme auf den forstlichen Dauerbeobachtungsflächen und die Unterstützung mit umfangreichem Datenmaterial,

Herrn Dr. W. Pälchen und Frau Dr. N. Barth für die Aufnahme in den Arbeitskreis Bodenmonitoring des Landesamtes für Umwelt und Geologie, der Raum für zahlreiche fachliche Diskussionen bot,

den Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern des Institutes für Angewandte Physik der TU Bergakademie Freiberg, Frau B. Gürke, den Herren T. Lange und V. Samochvalov, für die Unterstützung bei der Probenahme, der -aufbereitung und -analyse,

Frau K. Häußler und Herrn R. Kirschner vom Institut für Silikattechnik, Herrn Dr. B. Kubier vom Institut für Mechanische Verfahrenstechnik und Aufbereitungstechnik, Herrn Prof. Dr. D. Hebert und Frau R. Kiehne vom Institut für Angewandte Physik der TU Bergakademie Freiberg sowie Herrn Dr. M. Krebetschek und Frau H. Naumann von der Sächsischen Akademie der Wissenschaften zu Leipzig, für die Möglichkeit zur Nutzung von Mess- und Aufbereitungsanlagen sowie Laboreinrichtungen,

den Leitern des Mineralogischen und des Geochemischen Labors der TU Bergakademie Freiberg, Herrn Dr. R. Kleeberg und Herrn Prof. Dr. W. Klemm sowie deren Mitarbeiterinnen Frau G. Bombach und Frau B. Düsing, für die Durchführung mineralogischer und geochemischer Untersuchungen,

Herrn Dr. N. Volkmann, dem Leiter des Labors für Organische Petrologie und Herrn Dr. M. Magnus, dem Leiter des Schleiflabors der TU Bergakademie Freiberg, für die Unterstützung der Arbeiten am Rasterelektronenmikroskop sowie das Anfertigen der Schliffe, den Mitarbeitern der zentralen Werkstatt der Fakultät 2 der TU Bergakademie Freiberg Frau H. Püschel und Herrn D. Emmrich für die präzise Anfertigung und Instandhaltung der Probenahmegeräte,

Frau E. Bombach, Herrn G. Erfurt, Herrn Dr. W. Cords und Herrn Dr. T. Just für praktische und fachliche Unterstützung und Hinweise.

Außerdem danke ich allen, die mir halfen und hier nicht namentlich genannt sind.

Meiner Familie und meinen Freunden danke ich von ganzem Herzen für Unterstützung, Geduld und „Rückendeckung“.

Inhaltsverzeichnis

1	Motivation und Zielstellung	7
2	Radionuklide in der Geosphäre	9
2.1	Quellen und Eintragspfade	9
2.2	Geochemisches Verhalten der Radionuklide	16
2.3	Inventare	20
3	Charakterisierung der Untersuchungsgebiete	24
3.1	Morphologie, Geologie und standortcharakteristische Merkmale	24
3.2	Pedologie	27
4	Methodik und Analytik	33
4.1	Methodik der Probenahme	33
4.2	Probenaufbereitung	33
4.3	Low-level-Gammaspektrometrie	35
4.4	Messgrenzen	40
4.5	Pedophysikalische und pedochemische Untersuchungen	41
4.6	Mineralogische Untersuchungen	42
4.7	Methodik der ^{210}Pb -Altersbestimmung in Böden	43
5	Untersuchungsergebnisse	46
5.1	Künstliche Radionuklide	46
5.2	Natürliche Radionuklide	51
5.3	Kosmogene Radionuklide	57
5.4	Beurteilung der Bodenart in den untersuchten Profilen	58
5.5	Beschaffenheit und Verteilung des organischen Materials (SOM) innerhalb der untersuchten Profile	59
5.6	pH-Wert Dynamik in den untersuchten Bodenprofilen	62
6	Bodeninventare anhand der Untersuchungsergebnisse	64
6.1	Flächenaktivitäten	64
6.2	Eintragsmengen	65
6.3	Bodengehalte	66

7	Diskussion der Ergebnisse	68
7.1	Transferverhalten der Radionuklide im Boden	68
7.1.1	Bodenacidität und Radionuklidverteilung im Boden	68
7.1.2	Bodenart und Vegetation versus Radionuklidverteilung im Boden	69
7.1.3	Rolle der organischen Substanz bei der Fixierung von Radionukliden im Boden	72
7.2	^{210}Pb -Altersbestimmung in Böden	74
7.2.1	Bewertung	74
7.2.2	Anwendbarkeit der Methode in Forstböden	78
8	Schlussfolgerungen	80
9	Zusammenfassung	82
	Literaturverzeichnis	85
	Anlagenverzeichnis	93

Abkürzungsverzeichnis

Physikalische Größen

<i>Zeichen</i>	<i>Maßeinheit</i>	<i>Erläuterung</i>
$T_{1/2}$	h, d, a	Halbwertszeit für den radioaktiven Zerfall instabiler Nuklide
t	s, d, a	Zeit
T_x	a	Alter eines Radionuklids in einer bestimmten Bodentiefe
Δt	s, d, a	Eintragszeitraum
λ	m	Wellenlänge
$\eta(E)$		Photopeakeffektivität
E	keV	Energie
τ	s, d, a	mittlere Lebensdauer instabiler Isotope
L_D		Nachweisgrenze des Detektors
UG		Summe der Kanalinhalt der Untergrundkanäle unter der Peakfläche
I	s^{-1}	Impulsrate
I_{NWG}	s^{-1}	Impulsrate der Nachweisgrenze
N		Neutronenzahl
^{238}U		Bezeichnung für radioaktive Nuklide (Nukleonenzahl und Elementsymbol)
A	$\text{Bq} = 1\text{s}^{-1}$	Aktivität
a	Bq/kg	spezifische Aktivität
A_F	Bq/m^2	Flächenaktivität
F_P	m^2	beprobte Fläche
r	Å	Ionenradius
E_A	Bq/a	Eintragsrate der Aktivität
$A_{\text{Üg}}$	Bq/kg	Spezifische Aktivität des durch Deposition in den Boden eingebrachten Radionuklids ^{210}Pb
ζ	kg/m^3	Trockendichte

Bodenkundliche Nomenklatur (ARBEITSGEMEINSCHAFT BODENKUNDE 1994)

Symbolik der humosen Auflagehorizonte:

- L Organischer Horizont, Streu, bestehend aus weitestgehend unzersetztem organischen Ausgangsmaterial
- O Organischer Horizont über dem Mineralboden
- Of Organischer Horizont, bestehend aus fermentierter organischer Feinsubstanz
- Oh Organischer Horizont, vorrangig bestehend aus humifizierter organischer Substanz

Symbolik der Mineralbodenhorizonte

- A Mineralischer Oberbodenhorizont mit Akkumulation organischer Substanz
- Ah Mineralischer Oberbodenhorizont mit akkumuliertem Humus
- Ae Mineralischer Oberbodenhorizont, sauergebleicht, durch Podsolierung an Fe, Mn, verarmt
- Aeh Mineralischer Oberbodenhorizont, sauergebleicht, durch Podsolierung an Fe, Mn, verarmt, durch Humuseinwaschung beeinflusst
- B Mineralischer Unterbodenhorizont
- Bh Mineralischer Unterbodenhorizont mit Humusstoffen angereichert
- Bsh Mineralischer Unterbodenhorizont mit morphologisch erkennbarer Sesquioxid- und Humusstoffanreicherung
- Bs Mineralischer Unterbodenhorizont mit umgelagerten Sesquioxiden angereichert, ohne Huminstoffakkumulation
- Bv Mineralischer Unterbodenhorizont, durch Verwitterung verbraunt und verlehmt
- Sw Mineralischer Unterbodenhorizont, zeitweise stauwasserführend
- Sd Mineralischer Unterbodenhorizont, wasserstauend
- aM Mineralbodenhorizont, aus alluvialem Material
- aMGo Mineralbodenhorizont, aus alluvialem Material mit Grundwassereinfluss unter oxidierenden Milieubedingungen
- Go(r) Mineralbodenhorizont mit Grundwassereinfluss unter oxidierenden, teilweise reduzierenden Milieubedingungen, rostfleckig

1 Motivation und Zielstellung

Dem Ökosystem Wald kommt unter heutigen Gesichtspunkten vielfältige Bedeutung zu. In einer modernen, ökologisch orientierten Gesellschaft ist der Wald schon lange nicht mehr nur ein Nutzobjekt als Holzlieferant. Er zählt vielmehr zur natürlichen Lebensgrundlage, ist Lebensraum für mannigfaltige Fauna und Flora, wirkt sowohl schützend als auch regulierend auf Boden, Wasser sowie Klima und ist nicht zuletzt Erholungsraum. Seine Nutz-, Schutz-, Erholungs- und Sozialfunktionen machen den Wald zu einem der wertvollsten ökologischen Schutzreservate weltweit (PODOBJEDOV 1985, LAF 2000). Im Stoffkreislauf des Waldes kommt dem Boden eine Schlüsselrolle zu. Er wirkt als Puffersystem für atmosphärische Deposition, als Wasserspeicher und -filter und dient als Lebens- und Wurzelraum für Bodenorganismen bzw. Pflanzen. Aus diesem Grund ist die Walderhaltung einschließlich seiner Bodenfruchtbarkeit erklärtes Ziel des Waldgesetzes des Freistaates Sachsen (SÄCHSWALDG § 18).

Durch anthropogene Einflüsse kommt es zu Stoffeinträgen aus der Atmosphäre, die eine erhebliche Bodenbelastung darstellen. Der natürliche Auskämmeffekt des Waldes begünstigt den Stoffeintrag in Forstböden besonders (ULRICH et al. 1979, BRÜCKMANN 1988, VOLAND & GÖTZE 1988, SCHULTE & BLUM 1997, SMUL 1998).

Der Eintrag radioaktiver Nuklide in den Boden im Resultat der Nutzung von Kernenergie durch den Menschen führt dazu, dass radioaktive Partikel über einen langen Zeitraum im Stoffkreislauf von Waldökosystemen verfügbar sind. Der natürliche Aufbau der Waldböden sowie seine langjährige Beständigkeit begünstigen eine erhebliche Akkumulation von Radionukliden. Neben den atmosphärisch eingetragenen künstlichen Radionukliden existieren noch eine Reihe anderer natürlichen Ursprungs, die infolge der Gesteinsverwitterung im Boden vorhanden sind. Das Verhalten der Radionuklide gibt wertvolle Aufschlüsse über Transferprozesse im System Boden. Die Untersuchung ihrer physikalischen und chemischen Eigenschaften sowie ihrer Bindungsformen trägt wesentlich zur Klärung von Migrations- bzw. Akkumulationsvorgängen im Boden bei. Die in der Biosphäre vorhandenen Radionuklide können als Tracer für die Verfolgung von Transferpfaden anderer Elemente im Ökosystem genutzt werden.

Bisherige Ergebnisse radioökologischer Forschungen zeigten, dass die Akkumulations- und Umlagerungsprozesse radioaktiver Isotope auf andere Ionen in einem Ökosystem übertragen werden können (z.B. IAEA 1968, WITKAMP & AUSMUS 1976, BUNZL et al. 1992, WUNDERER et al. 1993). So kann einerseits das Gefahrenpotential, das durch die Aufnahme radioaktiver Substanzen durch Pflanzen, Tiere und weiter über die Nahrungskette bis zum Menschen besteht, konkretisiert werden, andererseits können die Migrationseigenschaften verschiedener Elemente in der ungesättigten Bodenzone mit Hilfe radioaktiver Isotope sehr spezifisch untersucht werden.

Ziel der vorliegenden Arbeit ist zum einen die Untersuchung der zeitabhängigen Verlagerung der durch Falloutereignisse wie der oberirdischen Zündung von Atomwaffen oder den Reaktorunfall von Tschernobyl in die Biosphäre eingetragenen Radionuklide. Damit soll ihr Wirkungszeitraum innerhalb des Stoffkreislaufes im Waldökosystem sowie in der Nahrungskette bestimmt werden. Weiterhin sollen die Untersuchungen zur Tiefenverteilung natürlicher, künstlicher und kosmogener Radionuklide im Boden Aufschlüsse über Transferprozesse in der Pedosphäre geben. Mit dem definierten Abklingen der Radioaktivität und der weitgehend bekannten Zeitabhängigkeit des Eintrages besteht die Möglichkeit, Wanderungs- und Umwandlungsprozesse zu beschreiben. Die Ergebnisse sind auf andere Stoffe übertragbar. Darüber hinaus wird die Anwendbarkeit einer Datierungsmethode humoser Auflagehorizonte mit Hilfe von Radionukliden geprüft.

Im Rahmen dieser Arbeit wurden sechs Waldbodenprofile ausgewählter Level II-Dauerbeobachtungsflächen in Sachsen beprobt (Anlage I). Die Flächen sind Teil des

Europäischen Forstlichen Umweltmonitorings, welches die Erforschung des Zustandes und der Entwicklung von Waldökosystemen sowie den Einfluss von Luftverunreinigungen, klimatischen und anderen Stressfaktoren zum Ziel hat. Daten aus über zwanzigjähriger Forschungstätigkeit liegen im Rahmen des Beobachtungsprogramms vor (RABEN et al. 2000). Eine speziell entwickelte Probenahmetechnik ermöglicht die präzise Dünnschichtbeprobung der Bodenprofile von der Auflageschicht bis zum anstehenden Gestein. Die Bestimmung der Radionuklide erfolgte mittels hochauflösender Low-level Gammapektrometrie, einer empfindlichen Methode, mit deren Hilfe bereits sehr geringe Radionuklidkonzentrationen nachgewiesen werden können. Das Verfahren ist zerstörungsfrei und benötigt keine aufwendige Probenaufbereitung. Die Verwendung spezifischer Abschirmungen von der Umgebungsstrahlung ermöglicht Messungen mit sehr hoher Empfindlichkeit.

2 Radionuklide in der Geosphäre

Eine Kernart mit einer bestimmten Anzahl von Protonen und Neutronen (Nukleonen) bezeichnet man in der Kernchemie als Nuklid. Nur ein kleiner Teil der existierenden Nuklide ist stabil. Die Mehrzahl geht durch spontane Umwandlung der instabilen Atomkerne unter Energieabgabe (Strahlung) von einer Kernart in eine andere über. Diese Nuklide werden als radioaktive Nuklide, im Folgenden kurz als Radionuklide bezeichnet. Die radioaktive Umwandlung der Nuklide kann in Form von Umwandlungsreihen über mehrere instabile Zwischenschritte erfolgen. Am Ende dieser Umwandlungsreihen stehen jeweils stabile Nuklide. Radionuklide können natürlichen Ursprungs oder auf künstlichem Weg hergestellt sein.

2.1 Quellen und Eintragspfade

Die in der vorliegenden Arbeit beschriebenen Radionuklide unterscheiden sich sowohl hinsichtlich ihrer Entstehung als auch nach der Art des Eintrages in den Boden. In Abb. 1 sind die im Rahmen dieser Untersuchungen in sächsischen Waldböden gammaspektrometrisch bestimmten Radionuklide in Abhängigkeit ihres Eintragspfades und ihrer Genese dargestellt.

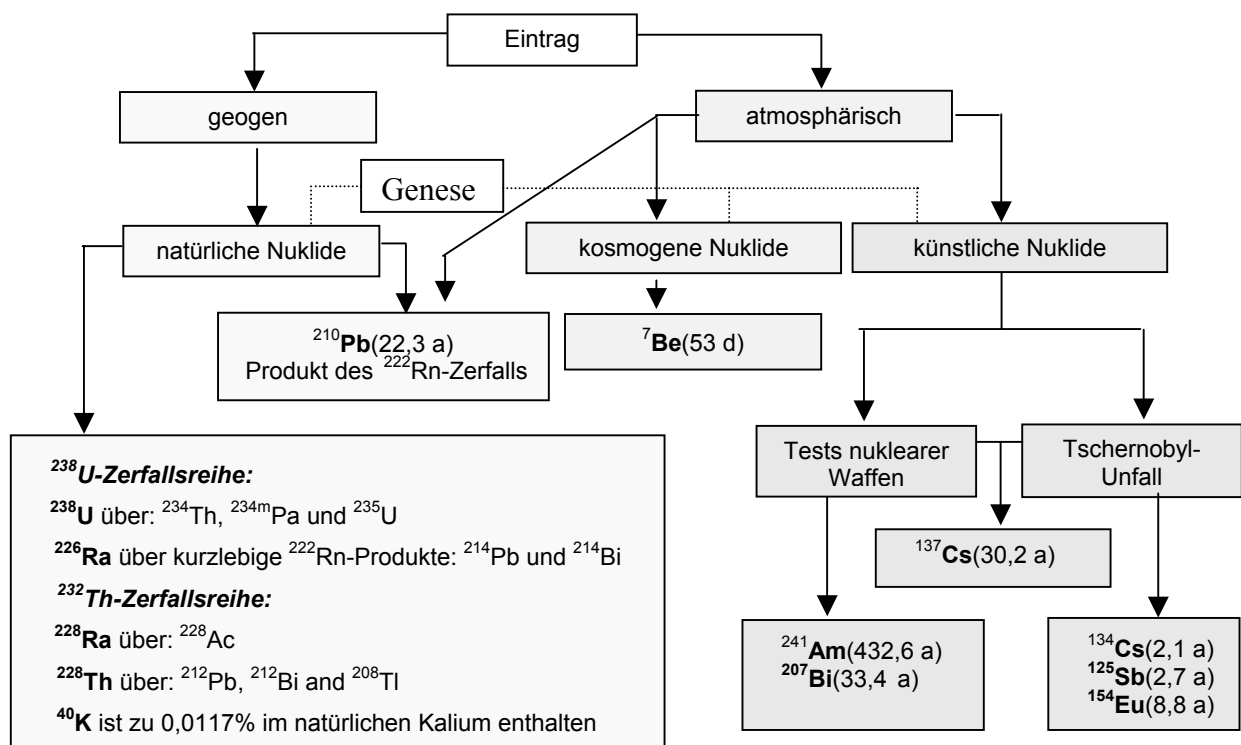


Abb.1: Eintragspfade gammaspektrometrisch nachgewiesener Nuklide (Klammerangaben \ll Halbwertszeiten)

Die in dieser Arbeit angegebenen Halbwertszeiten der Radionuklide sind der Karlsruher Nuklidkarte (PFENNIG et al, 1995) entnommen.

Geogene Nuklide: Die Gruppe der geogenen Radionuklide umfasst die sogenannten radioaktiven Urnuklide, die aufgrund ihrer langen Halbwertszeit seit der Erdentstehung in der Erdkruste existieren und deren Zerfallsprodukte. Diese radioaktiven Urnuklide werden als primordiale Nuklide bezeichnet. Zu ihnen gehören u.a. ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th , und ^{40}K . Die drei erstgenannten sind als außerordentlich langlebige Mutternuklide Ausgangspunkt für drei genetisch zusammenhängende, natürliche Zerfallsreihen, deren Glieder durch α -, β - oder γ -Prozesse ineinander übergehen. Durch gesteinsbildende- und Verwitterungsprozesse können sie freigesetzt und entsprechend ihres Löslichkeits- und Komplexierungsverhaltens verlagert werden.

Wegen der kürzeren Halbwertszeiten der Folgenuklide im Vergleich zu den Mutternukliden stehen die Nuklide einer Familie in Gesteinen und Mineralen meistens im radioaktiven Gleichgewicht. Das heißt, das Verhältnis der Anzahl der Atome des Mutternuklids zu der der Tochternuklide ist konstant, weil die Abnahme der Atome der Tochternuklide infolge des spontanen Zerfalls durch das Anwachsen der aus dem Mutternuklid neu zerfallenen Atome kompensiert wird. Somit sind auch die Aktivitäten der Mutter- und Tochternuklide gleich. Das radioaktive Gleichgewicht stellt sich dann nicht ein, wenn das Tochternuklid langlebiger als das Mutternuklid ist. Oft werden Störungen dieses Gleichgewichtes innerhalb einer radioaktiven Familie beobachtet. Solche Ungleichgewichte zwischen den Gliedern einer Zerfallsreihe können beispielsweise bei oberflächennahen Verwitterungsprozessen, u.a. bei der Bodenbildung auftreten. Sie deuten auf Prozesse geochemischer Veränderungen in Gesteinen, Böden oder Mineralien hin. Im Rahmen dieser Arbeit wurden in den untersuchten Waldböden Ungleichgewichte innerhalb der ^{238}U -Reihe ermittelt, beispielsweise von ^{238}U zu ^{230}Th , ^{234}U , ^{226}Ra , ^{222}Rn und zu ^{210}Pb (Abschnitt 5.2). Einige Radionuklide der natürlichen Zerfallsreihen lassen sich gammaspektrometrisch nicht direkt bestimmen, sondern nur über die Aktivität ihrer kurzlebigen, γ -Quanten emittierenden Folgeprodukte. So z.B. ^{238}U (über ^{234}Th , $^{234\text{m}}\text{Pa}$), ^{226}Ra (über ^{214}Pb , ^{214}Bi), ^{227}Ac (über ^{227}Th , ^{223}Ra , ^{219}Rn), ^{228}Ra (über ^{228}Ac) sowie ^{228}Th (über ^{212}Pb , ^{212}Bi , ^{208}Tl).

Eine kurze Charakteristik der geogenen Radionuklide veranschaulicht ihre Bedeutung in der Pedosphäre.

^{238}U -Reihe: Das primordiale Isotop ^{238}U entstand durch Kernsynthese im Kosmos. Seine Halbwertszeit beträgt $4,47 \cdot 10^9$ a. Gammaspektrometrisch kann es nur über seine Folgenuklide ^{234}Th und $^{234\text{m}}\text{Pa}$ bestimmt werden. Ebenso wird das Erdalkalimetallnuklid ^{226}Ra ($T_{1/2} = 1,6 \cdot 10^3$ a) über die Folgenuklide ^{214}Pb und ^{214}Bi , die intensivsten γ -Strahler der Uran-Zerfallsreihe bestimmt (Abb. 2).

Das Edelgasnuklid ^{222}Rn aus der ^{238}U -Zerfallsreihe kann wegen seines inerten Bindungsverhaltens leicht aus dem Boden austreten und in die Atmosphäre gelangen. Dieser Vorgang, das Emanieren, ist stark vom physikalischen Zustand des Umgebungsmediums und dessen Änderungen abhängig. Das Emanieren kann zu starken Gleichgewichtsstörungen zwischen ^{222}Rn , seinen Tochternukliden und Vorgängern führen. Diese Störungen treten durch physikalische bzw. chemische Vorgänge z.B. Gesteinsbewegungen, Zerkleinerung bei der Aufbereitung, Verwitterung oder Lösungsvorgänge auf.

Die Halbwertszeit des ^{222}Rn von 3,8 Tagen ist einerseits lang genug, um eine Diffusion aus dem Boden zu ermöglichen, andererseits jedoch zu kurz, um längere Zeit in der Atmosphäre zu bestehen. Die direkte ^{222}Rn -Tochter, ^{218}Po ($T_{1/2} = 3,05$ min), lagert sich an Aerosolpartikel an, zerfällt jedoch ebenfalls sehr schnell weiter. Das erste Tochternuklid des ^{222}Rn , das über einen längeren Zeitraum bestehen bleibt, ist ^{210}Pb mit einer Halbwertszeit von 22,3 a (Abb. 2). Es wird zusammen mit den Aerosolpartikeln, denen es anhaftet, auf der Bodenoberfläche abgelagert. Dieser Vorgang führt zur Störung des radioaktiven Gleichgewichtes innerhalb der ^{238}U -Zerfallsreihe. Der so entstandene Überschuss an ^{210}Pb lagert sich in den oberen,

vorrangig aus organischem Material bestehenden humosen Auflagehorizonten an und bildet dort relativ stabile metallorganische Komplexe (Abschnitt 7.1.3).

Ein weiteres Glied der ^{238}U -Zerfallsreihe, das schwer gammaspektrometrisch gemessen werden kann, ist ^{230}Th mit einer Halbwertszeit von $7,54 \cdot 10^4$ a. Bei Verschiebungen des radioaktiven Gleichgewichts innerhalb der ^{238}U -Reihe kann ^{230}Th auf Grund der von Uran verschiedenen chemischen Eigenschaften eine wesentliche Rolle spielen und Veränderungsprozesse beispielsweise bei der Bodenentwicklung verdeutlichen.

Uran-Radium-Reihe

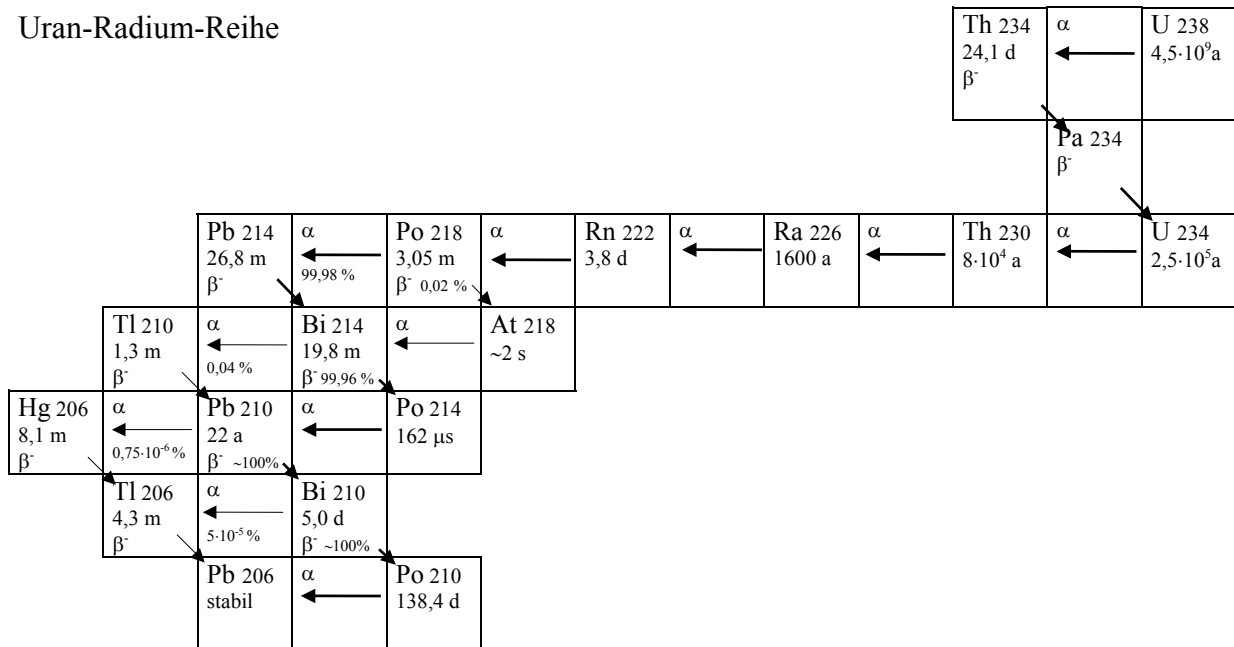


Abb. 2: Natürlich radioaktive Familie des ^{238}U (nach PFENNIG et al. 1995)

^{235}U -Reihe: Das primordiale Isotop ^{235}U entstand wie ^{238}U durch Kernsynthese im Kosmos. Seine Halbwertszeit ist mit $7,038 \cdot 10^8$ a kleiner als die des ^{238}U , worin auch die Ursache für die gegenwärtig geringere Konzentration von ^{235}U gegenüber ^{238}U zu suchen ist. Die Bedeutung der Glieder der ^{235}U -Reihe für die radioaktive Strahlung der Gesteine und Minerale ist wegen des geringen Anteiles von ^{235}U am Isotopengemisch des natürlichen Uraniums nur untergeordnet. Das Isotop ^{235}U findet Verwendung als Brennstoff für die Kernenergieerzeugung. In der vorliegenden Arbeit wurde aus der ^{235}U -Reihe lediglich das Radionuklid ^{227}Ac über die Folgenuklide ^{227}Th , ^{223}Ra und ^{219}Rn bestimmt.

Actinium-Reihe

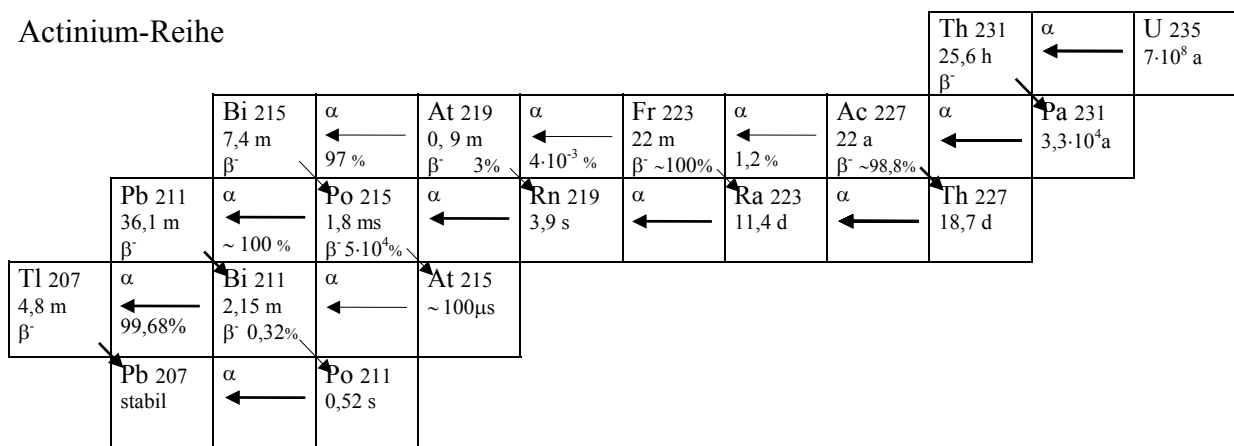


Abb. 3: Natürlich radioaktive Familie des ^{235}U (nach PFENNIG et al. 1995)

²³²Th-Reihe: Das Radionuklid ²³²Th hat eine Halbwertszeit von $1,4 \cdot 10^{10}$ a. ²³²Th wandelt sich hauptsächlich durch α -Zerfall um. Trotz des Vorhandenseins einer γ -Linie bei 63,8 keV (0,27 %) ist ²³²Th auf Grund der Interferenz mit der 63,3 keV-Linie von ²³⁴Th nicht gammaspektrometrisch bestimmbar. Das Verhältnis der Aktivitätskonzentration von ²³²Th zur der des ²³⁸U in Böden kann Aufschluß über die Änderung geochemischer Verhältnisse unterschiedlicher Bodenarten und -typen bzw. einzelner Bodenhorizonte geben. Die Größe des Th/U Verhältnisses ist sehr variabel und wird von der Art des Ausgangsgesteins sowie dessen Verwitterungscharakter und den vorherrschenden Bodenverhältnissen bestimmt. Nach Untersuchungen von VINOGRADOW (1954) schwankt das Verhältnis von Th/U zwischen 4,7 in Böden der Gebirgstundra, 40-50 in Podsol- und grauen Waldböden sowie 78 in Roterden.

Thorium -Reihe

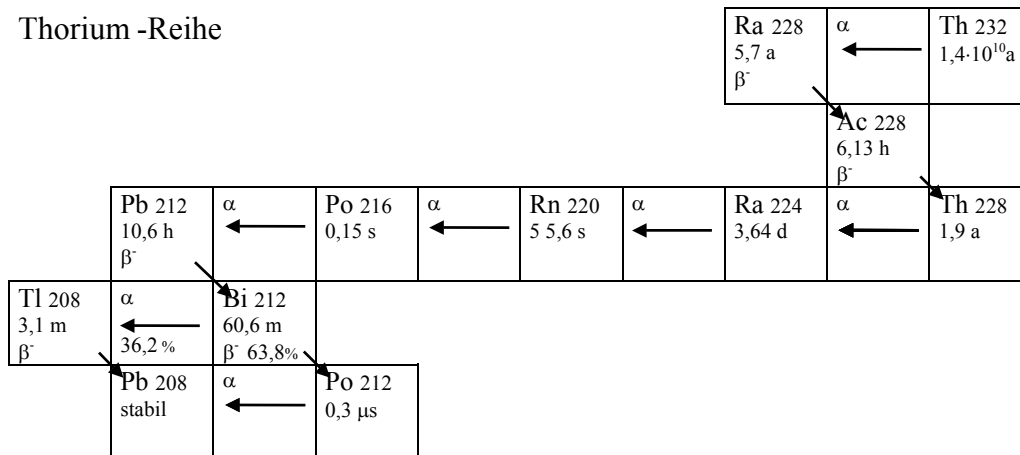
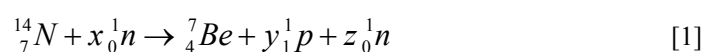


Abb. 4: Natürlich radioaktive Familie des ²³²Th (nach PFENNIG et al, 1995)

⁴⁰K: Das Element Kalium setzt sich aus den drei Isotopen ³⁹K, ⁴⁰K und ⁴¹K zusammen, wobei es sich bei den Kaliumisotopen mit den Massenzahlen 39 und 41 um stabile Isotope handelt. Das Radionuklid ⁴⁰K ist mit einer Häufigkeit von 0,0117 % (LIESER 1991) im natürlichen Kalium enthalten und bewirkt die natürliche Radioaktivität der Kaliumverbindungen. Seine Halbwertszeit beträgt $1,28 \cdot 10^9$ a. Es bildet keine Umwandlungsreihe, sondern geht durch β^- -Umwandlung in das stabile Isotop ⁴⁰Ca bzw. durch Elektroneneinfang in das stabile Isotop ⁴⁰Ar über. Auf Grund der Häufigkeit des Elementes Kaliums in vielen gesteinsbildenden Mineralen trägt ⁴⁰K trotz seines verhältnismäßig geringen Anteils im natürlichen Element wesentlich zur Radioaktivität der natürlichen Gesteine und ihrer Verwitterungsprodukte bei.

Kosmogene Nuklide: Infolge der Einwirkung kosmischer Strahlung auf die Erdatmosphäre werden durch Spallationsprozesse sogenannte kosmogene Radionuklide produziert wie z.B. ¹⁴C, ³H, ²²Na, ⁸⁵Kr. In dieser Arbeit wurde ⁷Be untersucht (Abb. 1). Die kosmogenen Nuklide sind oft viel kurzlebiger als die primordialen Nuklide.

⁷Be: ⁷Be entsteht durch Spallationsreaktionen in den oberen Atmosphärenschichten aus ¹⁴N bzw. ¹⁶O z.B. durch die Reaktion:



Nach RODENAS et al. (1997) werden ca. 70 % des ⁷Be in der Stratosphäre und 30 % in der Troposphäre erzeugt. Durch Anlagerung an Aerosolpartikel wird ⁷Be auf die Bodenoberfläche transportiert. Vorrangig wird ⁷Be als atmosphärischer Tracer zum Studium von Luftbewegungen der Atmosphäre benutzt. Messungen von ⁷Be im Boden werden zur

Untersuchung von Erosionsvorgängen herangezogen (WALLBRINK & MURRAY 1993). Untersuchungen der ^7Be -Konzentration in verschiedenen Atmosphärenschichten ergaben eine spezifische Konzentration von 394 Atomen / Liter in 13 km Höhe und von 45 Atomen / Liter in 7 km Höhe. Daraus wurde die Schlussfolgerung gezogen, dass die Konzentration von ^7Be zur Erdoberfläche hin abnimmt (POLYAKOV & SMIRNOV 1961). Die Halbwertszeit von ^7Be ist mit 53,29 Tagen kurz.

Künstliche Radionuklide: Eine dritte große Gruppe radioaktiver Nuklide sind die Produkte künstlich herbeigeführter Kernreaktionen (Abb. 1). Sie entstehen vorrangig durch Einfangreaktionen, Austauschreaktionen und die Spaltung schwerer Kerne. Die größte praktische Bedeutung besitzt die Spaltung schwerer Atomkerne. Die technische Nutzung der Reaktionsenergie erfolgt bei der Spaltung von ^{233}U -, ^{235}U - und ^{239}Pu -Kernen durch Neutronenbeschuss. Im Resultat dieser Kernspaltreaktion entstehen zwei hochangeregte Kerne mit Neutronenüberschuss. Außerdem werden je Spaltung 2 – 3 Neutronen freigesetzt. Diese Neutronen können nun ihrerseits wieder neue Spaltreaktionen hervorrufen. So besteht die Möglichkeit einer Kettenreaktion. Dieser stark exotherme Vorgang bildet die Grundlage für die Energiegewinnung im Reaktor und auf dem selben Prinzip beruht die Wirkungsweise der Kernspaltungswaffen. Das während einer solchen Kettenreaktion entstehende Gemisch radioaktiver Nuklide bildet kleine Umwandlungsreihen, mit je einem stabilen Endglied. Die einzelnen Kettenglieder haben Halbwertszeiten von wenigen Sekunden bis zu mehreren Jahrzehnten.

Ein großer Teil der bekannten künstlichen Radionuklide wird durch Aktivierung, d.h. durch Bestrahlung stabiler Kerne mit geladenen oder ungeladenen Teilchen produziert. Anlagen zur Herstellung solcher Aktivierungsprodukte sind Kernreaktoren oder Zyklotrone. Eine weitere Möglichkeit der Kernenergiegewinnung stellt die Kernfusion dar, d.h. die Verschmelzung von leichten Kernen zu schweren unter Abgabe von Bindungsenergie. Dieses Prinzip der unkontrollierten Energiefreisetzung kam in der Herstellung von Kernfusionswaffen (Wasserstoffbombe) zur Anwendung. Bei der Umwandlung der Radionuklide durch α - und β -Strahlung tritt als Begleiterscheinung auch γ -Strahlung auf, die sich mittels Gammaskopimetrie sehr spezifisch und empfindlich nachweisen lässt.

Als Quellen der in die Geosphäre eingetragenen künstlichen Nuklide fungieren, wie die oben ausgeführten Betrachtungen zeigen, hauptsächlich nukleare Waffen oder Kernkraftwerksanlagen. Maßgebenden Anteil für den atmosphärischen Eintrag von Radionukliden haben die oberirdischen Kernwaffentests, die vom Ende des zweiten Weltkrieges 1945 bis Mitte der sechziger Jahre weltweit durchgeführt wurden. Da die Freisetzung der Nuklide bis in die Stratosphärenschichten erfolgte, zogen die Tests eine massive globale Kontamination nach sich. Der Eintrag in den Boden erfolgt auf Grund dessen mit zeitlicher Verzögerung. Die meisten oberirdischen Tests fanden in den Jahren 1958, 1961 und das Maximum 1962 statt (Abb. 5). Mit dem Abkommen zum teilweisen Teststopp von 1963 verringerte sich zwar die Zahl der Kernwaffentests in der Atmosphäre, die Durchführung der Tests selbst wurde jedoch weiterhin unterirdisch vorgenommen. Ein drastischer Rückgang der Kernwaffenzündungen trat erst mit Beendigung des Kalten Krieges 1990 ein (Abb. 5).

Die Palette der im Zusammenhang mit der oberirdischen Zündung von Kernwaffen in die Atmosphäre freigesetzten Radionuklide umfasst u.a. ^{14}C , ^{85}Kr , ^3H , ^{90}Sr , ^{239}Pu , ^{240}Pu ($\rightarrow ^{241}\text{Pu}$), ^{137}Cs , und ^{207}Bi . Auf Grund langer Halbwertszeiten der Nuklide selbst bzw. ihrer Folgeprodukte konnten im Rahmen der vorliegenden Arbeit ^{137}Cs , ^{207}Bi und die ^{241}Pu -Tochter $\rightarrow ^{241}\text{Am}$ in Böden Sachsens nachgewiesen werden.

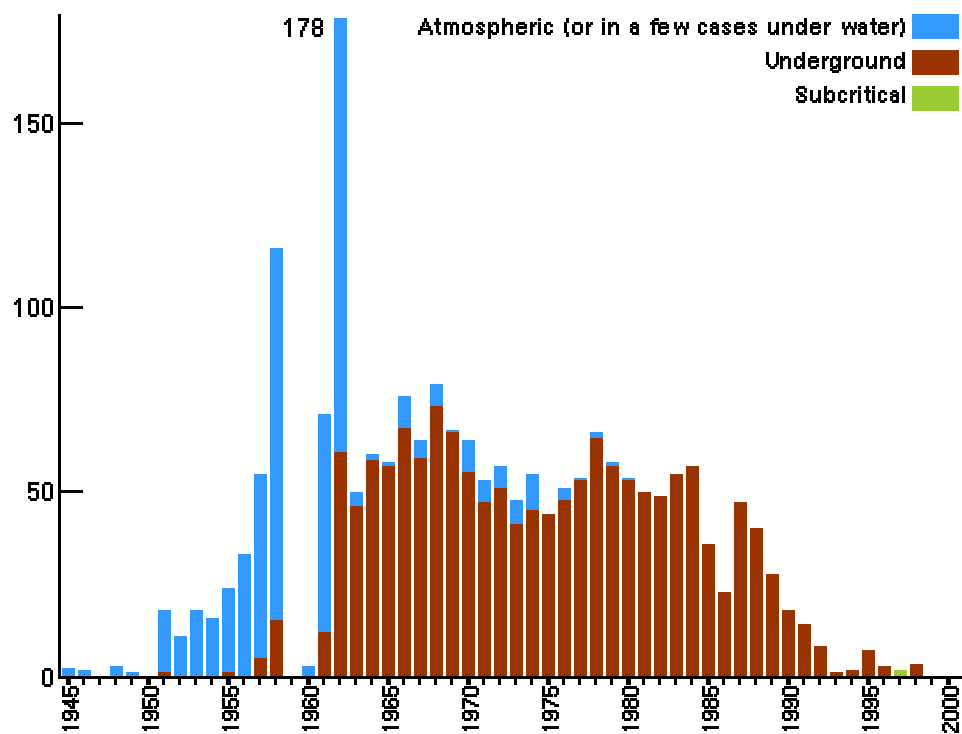


Abb. 5: Anzahl der weltweit durchgeführten Nuklearwaffentests im Zeitraum von 1945 bis 2000 (HIROSHIMA PEACE MEMORIAL MUSEUM I/2002)

Ein anderer Teil künstlicher Radionuklide, wie z.B. ^{134}Cs , ^{137}Cs , ^{90}Sr und ^{125}Sb wurde nach dem Unfall des Kernkraftwerkes Tschernobyl am 26. April 1986 in die Atmosphäre freigesetzt. Während dieses Unfalles, bei dem der Reaktorkern explodierte, gelangten die im Reaktor erzeugten Spaltprodukte in die Troposphäre und wurden mit der Luftströmung verteilt. In der vorliegenden Arbeit wurden nur die gammaspektrometrisch nachweisbaren Radionuklide ^{134}Cs , ^{137}Cs , und ^{125}Sb untersucht.

Nachfolgend sollen charakteristische Merkmale der untersuchten Radionuklide hervorgehoben werden.

^{241}Am : Das in den untersuchten Bodenproben bestimmte Radionuklid ^{241}Am ist ein Tochternuklid des ^{241}Pu , welches durch doppelten Neutroneneinfang aus ^{239}Pu in Kernwaffen hervorging. Nach HARDY et al. (1973) sind im Raum München bis zum Jahr 1962 ca. $1400 \text{ Bq} \cdot \text{m}^{-2}$ ^{241}Pu aus der Atmosphäre in den Boden eingetragen worden. Die Halbwertszeit von ^{241}Pu beträgt 14,4 Jahre. Das heißt, dass nach dieser Zeit die Hälfte aller ^{241}Pu -Atomkerne bereits in die des Folgenuklides ^{241}Am ($T_{1/2} = 432,2 \text{ a}$) umgewandelt wurden. Folglich nimmt die Aktivität von ^{241}Pu immer mehr ab, die des ^{241}Am steigt dagegen. Das Maximum der Aktivität von ^{241}Am lässt sich für das Jahr 2035 abschätzen (Abb. 6).

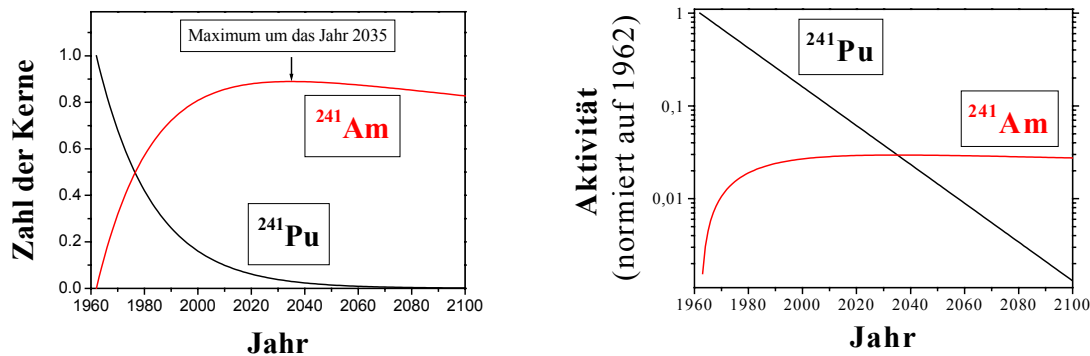


Abb. 6: Umwandlung des Radionuklids ^{241}Pu in ^{241}Am , dargestellt mit der normierten Zahl der Atomkerne (links) bzw. an der zugehörigen Aktivität (rechts)

^{207}Bi : Die Herkunft des in dieser Arbeit betrachteten Radionuklids ^{207}Bi ist derzeit noch nicht vollständig geklärt. Erstmalig wurde es vor fast 40 Jahren auf der Erdoberfläche in der Nähe der Bikini- und Eniwonok-Inseln nachgewiesen (WELANDER 1967), später auch vor der Südküste Japans (SUZUKI & KUSUNOKI 1983) sowie in anderen geographischen REGIONEN (AARKROG et al. 1984, KUMURA 1985, UNTERRICKER & DEGERING 1987). Japanische Messergebnisse lassen den Schluss zu, dass Proben, die vor den 50er Jahren produziert wurden, nicht mit ^{207}Bi kontaminiert sind, alle nach 1970 produzierten Proben aber mit diesem Radionuklid kontaminiert sind (SHINOHARA et al. 1986). Das unterstreicht die Herkunft von ^{207}Bi aus thermonuklearen Waffen mit LiD und Pb-Tamper (YOSHIHARA et al. 1988) die in der Atmosphäre gezündet wurden. Die Halbwertszeit des ^{207}Bi beträgt 31,55 a. Nach einer These von LOOS & EICHLER (1990) kann die Entstehung von ^{207}Bi auch auf die Wechselwirkung kosmischer Strahlung mit Blei z.B. durch die Reaktion $^{207,208}\text{Pb} (p, xn) ^{207}\text{Bi}$ zurückzuführen sein. Diese Theorie wird durch die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit nicht gestützt (siehe Kap. 8). Bislang wurde ^{207}Bi selten zur zeitlichen Einordnung umweltrelevanter Prozesse benutzt. Ansätze lieferten KIM et al. (1997) mit der Untersuchung geochronologischer Tracer in Salzmarschen des Wolfe Glade im Bundesstaat Delaware (USA).

^{137}Cs : Das natürliche Cs besteht aus einem stabilen Isotop, dem ^{133}Cs . Weitere 31 radioaktive Isotope sind gegenwärtig bekannt. Die größte Umweltrelevanz von den anthropogen erzeugten Radionukliden kommt gegenwärtig dem ^{137}Cs zu. Der höchste atmosphärische Eintrag des ^{137}Cs erfolgte während der oberirdischen Kernwaffenexplosionen Ende des 2. Weltkrieges bis Mitte der sechziger Jahre sowie resultierend aus dem Reaktorunfall in Tschernobyl 1986. Mit einer Halbwertszeit von 30,17 a (PFENNIG et al. 1995) ist ^{137}Cs für Jahrhunderte weltweit in der Biosphäre nachweisbar. Auf Grund des geochemisch ähnlichen Verhaltens von Kalium und Cäsium in der Biosphäre, insbesondere bei der Aufnahme durch Pflanzen lässt sich der Weg des Makronährstoffes Kalium im Ökosystem mit Hilfe des ^{137}Cs radioaktiv nachvollziehen (BRÜCKMANN 1992).

^{134}Cs : Ein weiteres radioaktives Cs-Isotop, das ^{134}Cs , wurde während des Tschernobyl-Reaktorunfalls in die Atmosphäre emittiert und gelangte auf der Nordhalbkugel der Erde in den Biosphärenkreislauf. Seine Bedeutung ist auf Grund der geringeren Halbwertszeit von 2,06 a der des ^{137}Cs nachgeordnet. ^{134}Cs entsteht in Kernreaktoren besonders durch Neutronenanlagerungen an ^{133}Cs . In den Brennelementen des Kernkraftwerkes Tschernobyl

betrug das Verhältnis von $^{137}\text{Cs}/^{134}\text{Cs}$ zum Zeitpunkt des Unfalls 1,7 – 2,0 (HÖTZL et al., 1987; WINKELMANN et al., 1986). Messungen von Luftfilterproben, durchgeführt am eigenen Messplatz (DEGERING 1997) ergaben ein Verhältnis von 1,9. Für die vorliegenden Untersuchungen wurde zur Bestimmung der Tschernobyl- ^{137}Cs Fraktion ein Wert von $(1,9 \pm 0,1)$ zugrunde gelegt.

^{125}Sb : Bisher sind 37 radioaktive Isotope des Elementes Sb bekannt, davon sind zwei mit den Massenzahlen 121 und 123 stabil. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurde nur das durch den Reaktorunfall in Tschernobyl emittierte Radionuklid ^{125}Sb bestimmt. Seine Entstehung im Kernreaktor erfolgt durch Uranspaltung. Geschuldet der relativ geringen Halbwertszeit von 2,77 a ist die Aktivität von ^{125}Sb in Bodenproben gammaspektrometrisch heute nur noch auf Detektoren mit einer hohen Empfindlichkeit zu messen.

2.2 Geochemisches Verhalten der Radionuklide

Uran: Die durchschnittliche Konzentration des natürlichen Elementes Uran in der Erdkruste beträgt 2,5-4 mg/kg (RÖSLER & LANGE 1975). Dabei sind die Gehalte in den Gesteinen der Erdkruste sehr unterschiedlich. In Sandsteinen betragen die mittleren Urangehalte 1,4 mg/kg, in tholeitischen Basalten 0,53 mg/kg, in Rhyoliten 5,0 mg/kg und in granitischen Gesteinen 3,6 mg/kg (GABELMANN 1977). Der mittlere Gehalt von Uran in den Gesteinen der kontinentalen Kruste beträgt nach WEDEPOHL (1995) 1,7 mg/kg. Der geschätzte Mittelwert in Böden und Sedimenten nach KOLJONEN (1992) liegt bei 2,7 mg/kg. Die in der Natur am häufigsten vorkommenden Oxydationsstufen des Urans sind 4^+ und 6^+ . Seltener kommt es in den Wertigkeiten 3^+ und 5^+ vor. Der Ionenradius von U^{4+} beträgt 0,97 Å, der von U^{6+} 0,80 Å (AHRENS 1952). Vierwertiges Uran tritt, der vergleichbaren Ionenradien wegen, oft in diadochem Ersatz für verschiedene Elemente (z. B. Zr, Th, Ce, Y, Ca) in Mineralien vieler Eruptivgesteine, Pegmatiten (bevorzugt in kaliumreichen Pegmatiten) oder mit Seltenen Erden auf. Die wichtigsten Minerale des vierwertigen Urans sind Uraninit (idiomorphes UO_2 bis U_3O_8), Pechblende (kolomorphes UO_2 bis U_3O_8), Coffinit (USiO_4) und Thorianit ($(\text{Th}, \text{U})\text{O}_2$). Die Minerale des sechswertigen Urans sind im Wesentlichen die Uranglimmer (STIER 1981).

Unter oxidierenden Bedingungen ist das sechswertige Uran die mobilste Form des Urans. Charakteristisch ist die Bildung leichtlöslicher Uranylkomplexe, die in Abhängigkeit von den bestehenden pH-, Eh-, Temperatur- und Konzentrationsbedingungen vorrangig in wässriger Lösung migrieren können. Die wichtigsten wässrigen Spezies sind vermutlich UO_2^{2+} , $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3^{4-}$, $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_2^{2-}$ und $\text{UO}_2(\text{HPO}_4)_2^{2-}$, wobei $\text{UO}_2(\text{CO}_3)_3^{4-}$ und Phosphatverbindungen die dominanten Spezies in alkalischem Milieu darstellen (LOWSON & SHORT 1985). Wirkungsvolle geochemische Barrieren für den Urantransport in wässriger Lösung stellen Fe-Mn-Hydroxide, SiO_2 -Al-Hydrolysate, Tonminerale sowie organisches Material (Produkt der Bodenbildung) dar. Insbesondere in organischem Material von Anmooren und Mooren kommt es durch chemische Vorgänge wie Ionenaustausch, Reduktion oder Komplexbildung zu einer Urananreicherung von einigen 100 mg/kg bis zu mehreren tausend mg/kg (LOPATKINA 1967, PAULI 1975). Bei der Anreicherung von Uran in organischem Material bilden die Uranylionen bevorzugt Komplexe mit Humin- und Fulvosäuren. Die maximale Sorptionskapazität der Huminsäuren für Uran wird bei pH 4,5 erreicht. Huminsäuren bilden gegenüber anderen Schwermetallen bevorzugt mit Uran wasserunlösliche Huminsäure-Metallkomplexe (HALBACH et al. 1980). Fulvosäure-Metallkomplexe können auch wasserlöslich sein. Entscheidend für die Ausfällung dieser Komplexe aus wässrigen

Lösungen sind im wesentlichen die pH-Bedingungen und die Fulvosäure- / Metallverhältnisse (KERNDORF 1980).

An geochemischen Barriersystemen wie z.B. dem Übergang von oxidierenden zu reduzierenden Faziesbereichen, dem Vorhandensein organischer Substanz oder zweiwertigem Eisen sowie sonstiger Änderungen der physikalisch- chemischen Verhältnisse, kommt es zur Reduktion von U^{6+} zu U^{4+} und einem damit verbundenen Mobilitätsverlust.

Das natürliche Uran setzt sich aus drei instabilen Isotopen mit den Massenzahlen 234, 235 und 238 zusammen, wobei der Anteil von ^{234}U im natürlichen Element 0,0055%, der von ^{235}U 0,7200% und der Anteil an ^{238}U 99,2745% beträgt. ^{238}U und ^{235}U sind Ausgangsnuklide von radioaktiven Zerfallsreihen, bestehend aus einer Kette von instabilen Isotopen mit einem stabilen Bleiisotop als Endglied (Abb. 2 und 3). ^{234}U ist ein Glied der ^{238}U -Reihe. Uran wandelt sich hauptsächlich durch α -Zerfall um und besitzt mit sehr kleiner Wahrscheinlichkeit die Eigenschaft der spontanen Kernspaltung. Gegenwärtig sind etwa 22 Uranisotope nachgewiesen.

Thorium: Thorium, wie Uran ein Actinoid, unterscheidet sich hinsichtlich seiner geochemischen Eigenschaften wesentlich von Uran. Thorium kommt in der Natur am häufigsten in der Oxydationsstufe 4^+ vor. Geringere Bedeutung haben die Oxydationsstufen 2^+ und 3^+ . Der Ionenradius von Th^{4+} beträgt 1,02 Å (AHRENS 1952). Auf Grund der ähnlich großen Ionenradien zeigen das vierwertige Uran und Thorium vergleichbare kristallchemische Eigenschaften. Sie bilden gemischte Uran-Thorium Minerale oder akzessorische Minerale ähnlicher Zusammensetzung wie z.B. Thorit, Uranthorit, Monazit und Xenotym. In pegmatitischen Gesteinen ist Thorium häufig in Titano-Niobo-Tantalaten und Titanaten zu finden. Das Verhältnis des Thoriumgehaltes zum Urangehalt beträgt in magmatischen Gesteinen im Mittel 3-4. Der Durchschnittsgehalt von Thorium in der Lithosphäre beträgt ca. 8–13 mg/kg (RÖSLER & LANGE 1975). Eine Tonne Gestein enthält im Mittel 3 g Uran und 10 g Thorium (KABISCH & HÄNSEL 1989). Der mittlere Gehalt in Böden weltweit beträgt nach VINOGRADOV (1954) 6,0 mg/kg, der geschätzte Mittelwert in Böden und Sedimenten nach KOLJONEN (1992) liegt bei 9,4 mg/kg.

Im Gegensatz zu Uran bildet Thorium keine wasserlöslichen Hydratverbindungen, was eine Migration unter oxidierenden Bedingungen in dieser Form erheblich erschwert.

Radium: Die Existenz des Alkalimetalls Radium ist vorrangig an die gesteinsbildenden und akzessorischen Minerale der sauren Gesteine geknüpft. Bei Verwitterungsprozessen löst es sich zusammen mit Barium und Calcium und gelangt so in die Sedimente der Pedosphäre. Radium tritt gegenüber Sauerstoff bivalent auf. Der Ionenradius von Ra^{2+} beträgt 1,62 Å. Es kann u.a. in Verbindung mit Sauerstoff, Chlor, Brom oder Jod auftreten. In wässriger Lösung kommt es zur Bildung von Hydroxiden. Der Radiumgehalt in Böden variiert zwischen 2,8 – 9,5 $10^{-11}\%$ (VINOGRADOV 1954). Er steigt mit dem Tongehalt. Im Allgemeinen sinkt der Ra-Gehalt vom Untergrund zu den oberen Bodenhorizonten ab.

Blei: Die geochemischen Eigenschaften des Radionuklids ^{210}Pb entsprechen denen des natürlichen Elementes Pb. Der Gehalt des Elements in der kontinentalen Kruste wird von VINOGRADOV (1962) mit 16 mg/kg angegeben. WEDEPOHL (1995) ermittelte in der kontinentalen Kruste einen Bleigehalt von 14,8 mg/kg. In den unbelasteten Böden Deutschlands schwankt der Wert des Bleigehaltes zwischen 2-60 mg/kg (SCHACHTSCHABEL et al. 1998). In Erzgebirgischen Böden des Freiburger Raumes wurden Gesamtbleikonzentrationen von durchschnittlich 121,6 mg/kg im A-Horizont und 71,42 mg/kg im B-Horizont bestimmt. In Waldböden liegen die Konzentrationen bei 231,1 mg/kg

im A-Horizont und 63,9 mg/kg im B-Horizont. (SCHLENKER 1987). Blei wird sehr stark durch spezifische Adsorptionsprozesse gebunden. Insbesondere Fe-, Al- und Mn-Oxide weisen eine hohe Bindungskapazität für Blei auf. Außerdem weist Blei eine große Affinität zu Schwefel auf. Die Mobilität von Blei im Boden ist sehr stark pH-Wert-abhängig. Bis pH-Wert 4 ist es sehr immobil. Erst wenn der pH-Wert des Bodens unter 4 sinkt, nimmt die Löslichkeit zu und Blei kann verlagert werden. In pH-Bereichen um 3, wie sie in den beprobten Waldböden vorrangig angetroffen wurden, überwiegt die Bindungskapazität der Huminstoffe die der Oxide, so dass ein großer Teil des Bleis in den O- und A-Horizonten an die organische Substanz gebunden ist. Das bei pH-Werten <4 aus mineralischer Bindung freigesetzte Blei wird von Pflanzen aufgenommen und nach deren Absterben in den O- und A-Horizonten angereichert (SCHACHTSCHABEL et al. 1998). Reduzierende Bedingungen stellen allerdings ein ausgezeichnetes Milieu für die Bildung von löslichen organischen Komplexbildnern dar, so dass sich die Mobilität von Blei unter solchen Bedingungen stark erhöht.

Kalium: Der durchschnittliche Gehalt des Alkalimetalls Kalium in der Lithosphäre beträgt nach VINOGRADOV (1962) 25000 mg/kg. WEDEPOHL (1995) ermittelte eine Kaliumkonzentration in der Erdkruste von 21400 mg/kg. Der Gehalt in Böden weltweit liegt bei 1,36 Masse-% (VINOGRADOV 1954), der geschätzte Mittelwert in Böden und Sedimenten nach KOLJONEN (1992) liegt bei 1,4 Masse-%. Kalium tritt in der Oxidationsstufe 1^+ auf. Der Ionenradius von K^+ beträgt 1,33 Å (AHRENS 1952). Als reines Metall kommt es in der Natur auf Grund seiner hohen Reaktivität nicht vor. Viele Kaliumverbindungen sind wasserlöslich und weisen somit eine hohe Mobilität in der Pedosphäre und Biosphäre auf. Kalium ist gut pflanzenverfügbar und zählt zu den wichtigsten Pflanzennährstoffen. Es steht in diadochem Austausch zu Kationen mit ähnlichen chemischen Eigenschaften und ähnlichen Ionenradien, wie z.B. Natrium, Aluminium, Magnesium und Eisen in Silikatverbindungen.

Der Kaliumanteil in den Böden resultiert aus der Verwitterung gesteinsbildender Minerale, in erster Linie der Feldspäte und Glimmer. Mit voranschreitender Verwitterungsstufe bzw. Bodenbildung wird Kalium in immer stärkerem Maße mit der Bodenlösung ausgewaschen. Da Kalium ein Bestandteil des Kristallgitters von Tonmineralen ist, korreliert der Kaliumgehalt der Böden mit ihrem Tongehalt. Huminstoffe sind praktisch kaliumfrei, so dass in Bodenhorizonten mit hohem Anteil an organischer Substanz keine Kaliumanreicherungen zu verzeichnen sind.

Beryllium: Das Erdalkalielelement Beryllium kommt in den Gesteinen der Erdkruste in einer Konzentration von 2,4 mg/kg (WEDEPOHL 1995) vor. In Erzgebirgischen Böden des Freiburger Raumes wurden Berylliumkonzentrationen von durchschnittlich 2,40 mg/kg im A-Horizont und 1,52 mg/kg im B-Horizont bestimmt (SCHLENKER 1987). Seine Oxidationsstufe beträgt 2^+ . Die Koordinationszahl gegenüber Sauerstoff ist 4. Der Ionenradius des Elementes ist mit 0,35 Å (AHRENS 1952) sehr klein. Am häufigsten tritt Beryllium in natürlichen Verbindungen als Silikat auf aber auch in Phosphat- und Oxidverbindungen. Eine untergeordnete Rolle spielen Antimonverbindungen, Borate und Karbonate. Verbindungen von Beryllium in Form von Sulfiden existieren in der Natur nicht (BEUS 1960). Die Anreicherung von Beryllium im Boden wird ausschließlich von dessen Primärgehalt im Ausgangsgestein der Bodenbildung bestimmt und erfolgt hauptsächlich in Form verwitterungsresistenter Minerale in der Schwermineralfraktion. Gegenwärtig sind acht Berylliumisotope bekannt.

Americium: In der Geosphäre ist das Aktinidenelement Americium nicht in signifikanten Mengen vorhanden. Bedeutender ist seine Entstehung bei der Zündung von Kernspaltungswaffen durch mehrfache Neutronenanlagerung bzw. bei der

Wiederaufbereitung von Kernbrennstäben. Als radioaktives Aktinidenmetall tritt es gegenüber Sauerstoff in den Wertigkeiten 3^+ , 4^+ , 5^+ , 6^+ , im Wesentlichen trivalent auf. Der Ionenradius schwankt mit der Wertigkeit von $1,08 \text{ \AA}$ des Am^{3+} (WHITTAKER & MUNTUS 1970) bis $1,4 \text{ \AA}$ für Am^{2+} . Americium geht vorrangig Verbindungen mit Sauerstoff (Americium(II)- bzw. (III)-oxid), Chlor, Fluor, Brom und Jod ein. Americium ist ein α -, β - und γ -Strahler, worin seine Verwendung als Ionisationsquelle für Rauchmelder begründet ist. Das Isotop ^{241}Am findet weitere Verwendung als tragbare γ -Strahlungsquelle.

Wismut: Im Vergleich zu den meisten der oben beschriebenen Elemente ist der mittlere Gehalt des Elementes Wismut in der Erdkruste mit $0,085 \text{ mg/kg}$ (WEDEPOHL 1995) relativ klein. Der geschätzte Mittelwert in Böden und Sedimenten nach KOLJONEN (1992) liegt bei $0,3 \text{ mg/kg}$. Ungeachtet dessen erfährt es eine weite Verbreitung in den Gesteinen der kontinentalen Kruste. Es bildet keine größeren reinen Wismutlagerstätten, sondern kommt hauptsächlich als Beimengung in Blei-, Kupfer-, Zinn-Molybdän-, Arsen- sowie Eisenerzen vor. Unter natürlichen Bedingungen tritt Wismut in gediegener Form und in Verbindung mit Sauerstoff (Bi_2O_3), Schwefel (Wismutglanz Bi_2S_3) oder Tellur und Schwefel (Bi_2TeS) auf. Das natürliche Element Wismut besteht aus einem einzigen stabilen Isotop, dem ^{209}Bi . Gegenwärtig sind noch 30 weitere Isotope bekannt, die alle instabil sind. Gegenüber Sauerstoff tritt Wismut vorrangig in den Wertigkeiten 3^- , 3^+ , 0 , 5^+ auf. Der Ionenradius von Bi^{3+} beträgt $1,2 \text{ \AA}$ (POLYVYANNII et al. 1973). Wismutverbindungen sind größtenteils unlöslich in wässriger Lösung mit Ausnahme von Bi-Hydroxid sowie einer Bi-Se-Verbindung, die sich teilweise lösen. Bi-Chlorid geht Wechselwirkungen mit Wasser ein. Somit ist eine verstärkte Migration von Wismut in der Bodenlösung nicht zu erwarten.

Cäsium: Cäsium gehört, wie auch Kalium, der Gruppe der Alkalimetalle an. Seine Konzentration in den Gesteinen der Erdkruste beträgt $3,4 \text{ mg/kg}$ (WEDEPOHL 1995). Der geschätzte Mittelwert in Böden und Sedimenten nach KOLJONEN (1992) liegt bei $3,0 \text{ mg/kg}$. Gegenüber Sauerstoff tritt es in der Oxydationsstufe 1^+ auf. Der Ionenradius des einwertigen Kations beträgt $1,67 \text{ \AA}$ (AHRENS 1952). Das Element Cs weist ein ähnliches bodenchemisches Verhalten auf wie das Alkalimetall Kalium (ALTEN & GOTTWICK 1933, MENZEL 1954, SCHALLER et al. 1993). Cäsium ist sehr gut pflanzenverfügbar. Es wird durch Wurzeln aus dem Boden, bzw. durch Blätter aus der Atmosphäre assimiliert und in der Pflanze angereichert. Während des Zersetzungsprozesses abgestorbenen Pflanzenmaterials im Boden kommt es dann zu einer Freisetzung des angereicherten Cs. Kationen, die nicht wieder erneut in den Boden-Pflanze-Kreislauf eingebunden werden, können in tiefer gelegene Bodenschichten migrieren oder stehen für Sorptionsprozesse beispielsweise mit Tonmineralen zur Verfügung (SCHALLER et al. 1993). Der Clarke-Wert von Cäsium wird von VINOGRADOV (1962) mit $3,7 \text{ mg/kg}$ angegeben, während der Gehalt in den Böden weltweit bei 5 mg/kg liegt (VINOGRADOV 1954). Über die bevorzugte Bindung von Cs an Tonmineralien in Mineralböden wird hinlänglich in der Literatur berichtet (KINNIBURGH 1981, LIESER & STEINKOPF 1989, SCHACHTSCHABEL et al. 1998).

Antimon: Antimon kommt in der Natur selten in größeren Konzentrationen vor. Der mittlere Gehalt in der kontinentalen Kruste beträgt $0,2\text{-}0,3 \text{ mg/kg}$ (NORSETH & MARTINSEN 1988). Der geschätzte Mittelwert in Böden und Sedimenten nach KOLJONEN (1992) liegt bei $0,5 \text{ mg/kg}$. Antimon kommt hauptsächlich in sulfidischen und oxidischen Verbindungen in Eruptivgesteinen vor (Antimonit Sb_2S_3 , Antimonblüte Sb_2O_3 , Antimonblende $\text{Sb}_2\text{S}_2\text{O}$), kann aber auch als Antimonsalz in Verbindung mit Chlorid (SbCl_3) oder in gediegener Form auftreten. Oxidische Verbindungen haben eine höhere Löslichkeit als Chloride oder Sulfide.

Der Ionenradius von Sb beträgt 0,76 Å (AHRENS 1952), seine Wertigkeit gegenüber Sauerstoff ist 3⁻, 3⁺, 4⁺, 5⁺.

Die Verbreitung von Antimon in der Umwelt ist vorrangig auf die Verhüttung von antimonhaltigen Erzen sowie auf die Kohleverbrennung zurückzuführen und somit anthropogener Natur. So schwankt die atmosphärische Antimonkonzentration in dicht besiedelten Gebieten Europas zwischen 0,6 und 32 ng·m⁻³ (HURTIG, 1990). In unbelasteten Böden sind durchschnittliche Antimongehalte von 0,2-0,5 mg/kg zu finden (KLOKE, 1980).

2.3 Inventare

In Abschnitt 2.1 wurden die wesentlichen Eigenschaften und die Haupteintragswege der Radionuklide in den Boden beschrieben. Im Folgenden sollen die bisher veröffentlichten Gesamteintragsmengen für atmosphärische Radionukliddepositionen in den Boden aufgezeigt werden. Als Messgröße für die Menge dient in der Regel die Aktivität (A). Sie wird in Becquerel (Bq; 1Bq = 1 s⁻¹), d.h. Anzahl der Kernumwandlungen pro Sekunde angegeben. Zur besseren Veranschaulichung wird die Aktivität eines radioaktiven Nuklids in Bezug zur Masse seiner inaktiven Trägersubstanz (m) als Spezifische Aktivität (a) bzw. zu der Größe der beprobten Fläche (F_P) als Flächenaktivität (A_F) gestellt.

$$a = A/m \quad [2]$$

$$\text{bzw. } A_F = A/F_P \quad [3]$$

Haupteintragspfad für die künstlichen und kosmogenen Radionuklide sowie für das natürliche ²¹⁰Pb ist die atmosphärische Deposition in Form von Aerosolen, Nebel- und Wolkentröpfchen. Der Eintrag in den Boden erfolgt zum einen direkt durch Auftrag auf die Bodenoberfläche, zum anderen indirekt über die Vegetation (Assimilation, Streu).

Die Eintragsmenge korreliert folglich mit der geographischen Lage des Standortes und den vorherrschenden meteorologischen Verhältnissen. Auf Standorten stark exponierter Lagen mit hohem Niederschlagsaufkommen, wie beispielsweise entlang des Erzgebirgskammes (Profile Olbernhau I und II), ist mit wesentlich höheren Einträgen zu rechnen als auf den niederschlagsärmeren Standorten. Für kurzzeitige Eintragsereignisse wie den Reaktorunfall in Tschernobyl sind die jeweils vorherrschenden globalen und lokalen Wetterverhältnisse von großer Bedeutung.

Die im folgenden aufgeführten Eintragsmengen der künstlichen Radionuklide beziehen sich auf Literaturangaben. Sie werden mit dem im Rahmen der vorliegenden Untersuchungen ermittelten Inventar im Boden verglichen (Kap. 6).

Neben Akkumulations-, Migration- und Abbauprozessen, welche die Elementgehalte im Boden im wesentlichen beeinflussen, muss im Unterschied zu den stabilen Elementen bei der Bilanzierung der Radionuklide deren mittlere Lebensdauer (τ) einbezogen werden.

$$\tau = T_{1/2} / \ln 2, \quad (T_{1/2} = \text{Halbwertszeit}) \quad [4]$$

Das heißt, allein auf Grund des radioaktiven Zerfalls nimmt die Menge und die Aktivität eines Radionuklids mit der Zeit ab. Die Nachweisdauer eines Nuklids im Boden korreliert mit seiner Halbwertszeit. Die Aktivität (A) eines Radionuklids zum Eintragszeitpunkt (t = 0) wird mit Hilfe der zum Messzeitpunkt (t) bestimmten Aktivität A(t) und der Zerfallskonstanten (λ) errechnet:

$$A_0 = A(t) \cdot e^{\lambda t} \quad \lambda = \tau^{-1} \quad [5]$$

²⁴¹Am-Eintrag: HARDY, KREY & VOLCHOK (1973) und KREY et al. (1976) ermittelten eine eintragsbedingte Flächenaktivität für ²⁴¹Pu bis zum Jahr 1962 im Raum München von ca. 1400 Bq/m². Unter Berücksichtigung der Umwandlung von ²⁴¹Pu in ²⁴¹Am ergibt sich daraus eine gegenwärtige Flächenaktivität von 38 Bq/m².

BUNZL & KRACKE (1988) ermittelten Ende 1984 an Proben aus Bayrischen Grasland- bzw. Forstgebieten ein Verhältnis von ²⁴¹Am/¹³⁷Cs von $0,0055 \pm 0,0016$. Unter Beachtung der Tatsache, dass sich der ²⁴¹Am-Gehalt des Bodens vom 01.01.1985 bis zum 01.01.2000 um einen Faktor von ca. 1,23 erhöht hat, beträgt die von BUNZL & KRACKE (1988) ermittelte ²⁴¹Am-Flächenaktivität in Forstgebieten Bayerns gegenwärtig 20 – 27 Bq/m².

²⁰⁷Bi-Eintrag: Erstmalig berichteten LOWMAN & PALUMBO (1962) über das Auftreten des Radionuklids ²⁰⁷Bi in Proben von einer Testfläche des Eniwok-Atolls. Später wurde der atmosphärische Eintrag von ²⁰⁷Bi durch AARKROG et al. (1984) und JOSHI & MCNEELY (1988) bestätigt. KIM et al. (1997) ermittelten in Salzseesedimenten des Bundesstaates Delaware (USA) eine ²⁰⁷Bi-Aktivität von 1,7 – 5,0 Bq/m².

¹³⁷Cs-und ¹³⁴Cs Eintrag: Aus Daten eines vom UNSCEAR (1977) veröffentlichten Beitrags geht hervor, dass die Fläche des Freistaates Sachsens durch die Zündung von nuklearen Waffen in der Atmosphäre bis 1986 durchschnittlich mit 2700 - 3000 Bq/m² ¹³⁷Cs (normiert auf 1.1.2000: 1900 – 2200 Bq/m²) belastet wurde. Nach BUNZL & KRACKE (1988) beträgt die Belastung Bayrischer Forstgebiete im selben Zeitraum (bis 1986) 3060 – 4070 Bq/m² (normiert auf 1.1.2000: 2200 – 2900 Bq/m²). Messungen des BUNDESAMTES FÜR STRAHLENSCHUTZ (1992) belegen für den Raum Sachsen eine zusätzliche ¹³⁷Cs-Belastung durch den Tschernobyl-Unfall von durchschnittlich 3000 Bq/m² (Angabe bezogen auf das Jahr 1986). Nach Angaben aus dem Atlas der Cs-Deposition in Europa (EUROPEAN COMMISSION 1998) beträgt die kumulative Flächenaktivität von Waffencäsium und ¹³⁷Cs des Tschernobylereignis im Jahr 1986 ca.1000 - 10000 Bq/m² (normiert auf 01.01.2000: ca. 700 - 7000 Bq/m²). Die höchsten Aktivitäten in Sachsen wurden entlang des Erzgebirgskammes ermittelt. In einigen lokal begrenzten Gebieten Bayerns wurden Werte über 20000 Bq/m² verzeichnet (EUROPEAN COMMISSION 1998).

Wie bereits erwähnt ist die Eintragsrate des durch den Tschernobyl-Unfall freigesetzten ¹³⁴Cs und ¹³⁷Cs maßgebend von der globalen Wetterlage und den lokal vorherrschenden Niederschlagsverhältnissen abhängig, während der Eintrag des Bombencäsiums als relativ konstant angesehen werden kann. So ist die große Streubreite der vorhandenen Messdaten zu erklären (Abb. 7). Messungen des ehemaligen Staatlichen Amtes für Atomsicherheit und Strahlenschutz der DDR (BUNDESAMT FÜR STRAHLENSCHUTZ, 1992) belegen für die nähere Umgebung der in dieser Arbeit untersuchten Flächen, folgende Flächenaktivitäten (Tabelle1):

Tabelle 1: Flächenaktivität von ¹³⁴Cs und ¹³⁷Cs auf ausgewählten Standorten Sachsens (Originalangaben BUNDESAMT FÜR STRAHLENSCHUTZ 1992, Angaben normiert auf das Jahr 1986)

Standort	Hochwert	Rechtswert	¹³⁴ Cs [Bq/m ²]	¹³⁷ Cs [Bq/m ²]	¹³⁷ Cs/ ¹³⁴ Cs
Zöblitz	13.1352	50.4059	727	1619	2.23
Seiffen	13.3556	50.4052	2078	4522	2.18
Laußnitz	13.5712	51.1714	603	1167	1,93
Lucka	12.1708	51.0820	1185	2349	1.98
Graupa	14.0151	51.0033	1518	3155	2.08
Lohmen	14.0659	51.0036	1367	2251	1.65
Borna	12.2817	51.0818	682	1936	2.84
Flößberg	12.3417	51.0816	887	2518	2.84

Die Bodenkontamination im Freistaat Sachsen durch ^{137}Cs nach dem Reaktorunfall von Tschernobyl ist kartographisch in Abb. 7 dargestellt. Aus der abgebildeten Karte geht hervor, dass nach dem Unglück besonders im Erzgebirge hohe Flächenaktivitäten gemessen wurden.

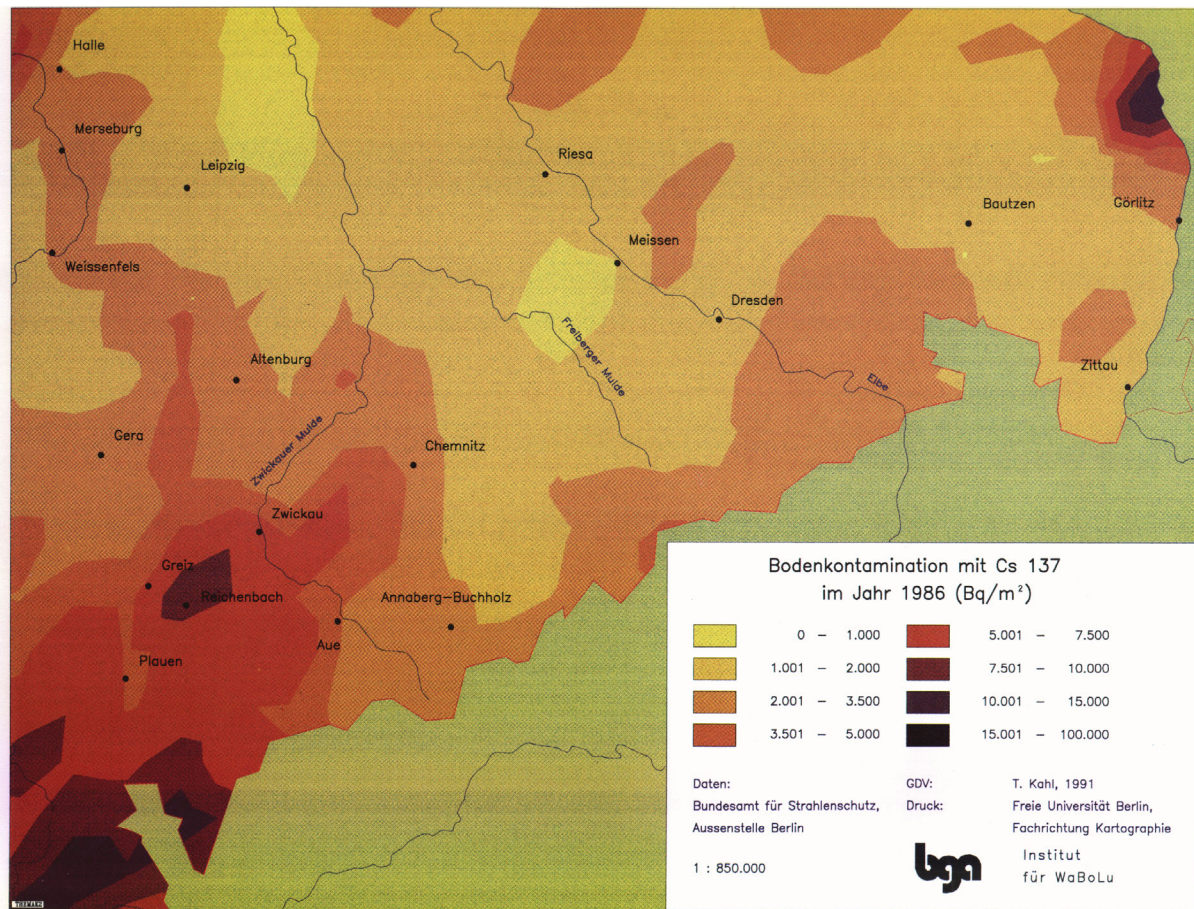


Abb. 7: Bodenkontamination mit ^{137}Cs im Jahr 1986 (KAHL 1991)

^{125}Sb -Eintrag: Der Eintrag des Spaltnuklids ^{125}Sb erfolgte nach dem Tschernobyl-Unglück. Das Verhältnis von $^{137}\text{Cs}/^{125}\text{Sb}$ in der radioaktiven Luftfahne nach dem Reaktorunfall reduzierte sich von 30 – 50 am 29. April 1986 auf 20 am 3. Mai 1986 (HÖTZL et al., 1987; WINKELMANN et al., 1986). Der spätere Teil dieser radioaktiven Wolke verlagerte sich nordwärts und führte zu der im Osten Deutschlands registrierten Kontamination, die nach dem oben angegebenen Verhältnis von 1986 100 – 120 Bq/m² betrug (normiert auf 1.1.2000: 3,3 – 4,0 Bq/m²).

Tabelle 2 enthält eine Übersicht der aus Literaturangaben zusammengestellten Flächenaktivitäten einzelner Nuklide.

Die Angaben in Tabelle 2 zeigen, dass der Anteil, auf den sich die Nuklideintragsmengen von 1986 bis zum 01.01.2000 auf Grund des radioaktiven Zerfalls verringerte, für ^{137}Cs ca. 0,7; für ^{134}Cs ca. 0,01 und für ^{125}Sb ca. 0.02 beträgt. Der ^{241}Am -Anteil erhöhte sich hingegen auf 1,23.

Tabelle 2: Flächenaktivitäten einzelner Nuklide

Bestimmte Radionuklide	Flächenaktivität [Bq/m ²]		
	Wert (Literatur)	Jahr der Messung	Werte (Literaturangaben) normiert auf den 1.01.2000
¹³⁷ Cs _{ges.}	1000 - 10000 ¹	1986	700 – 7000 ¹
¹³⁷ Cs Kernwaffen	2700 - 3000 ²	1986	1900-2900 ²
¹³⁷ Cs Tschernobyl	durchschnittlich 3000 ³	1986	800 – 2300 ³
¹³⁴ Cs	600 – 1500 ³	1986	6 – 15 ³
²⁴¹ Am	16 - 22 ⁴	Ende 1984	20-27 ⁴
²⁰⁷ Pb	1.7 - 5 ⁵	1997	1.6 – 4.8 ⁵
¹²⁵ Sb	100 - 200 ⁶	1986	3-4 ⁶

¹EUROPEAN COMMISSION (1998)²UNSCEAR (1977)³BUNDESAMT FÜR STRAHLENSCHUTZ, (1992) berechnet aus den Angaben in Tabelle 1⁴BUNZL & KRACKE (1988)⁵KIM et al. (1997)⁶HÖTZL et al. (1987), WINKELMANN et al. (1986)

²¹⁰Pb-Eintrag: Der ²¹⁰Pb-Eintrag ist in starkem Maß von den lokal vorherrschenden Klimabedingungen abhängig. So ist in Gebieten mit hohem Niederschlagsaufkommen mit einer höheren Depositionsrate zu rechnen als in Trockengebieten.

Literaturangaben zum atmosphärischen Eintrag von Blei auf der Nordhemisphäre liegen zwischen 100 und 300 Bq/m²·a (ROBBINS & EDGINGTON 1975, MOORE & POET 1976, DURHAM & JOSHI 1981).

Der Eintrag von ²¹⁰Pb wurde aus der Flächenaktivität des sogenannten Überschuss-Blei (A_{Üg}, Abschnitt 2.3) für jede Probenahme-Fläche gesondert berechnet (Tabelle 22). Die Methode der Eintragsermittlung ist in Abschnitt 4.7 erläutert.

⁷Be-Eintrag: Die jährliche Eintragsrate des kosmogenen Radionuklids ⁷Be korreliert in sehr starkem Maße mit der Niederschlagsrate, da die ⁷Be-Atome durch Regentröpfchen aus der Troposphäre ausgewaschen werden. Ein jahreszeitlicher Gang der ⁷Be-Eintragsrate ist nachvollziehbar. Das wird in den Literaturangaben zur durchschnittlichen Akkumulation von ⁷Be durch Niederschläge deutlich. Einen weiteren Einfluss auf die ⁷Be-Eintragsrate hat die geographische Breite. Die Literaturangaben für den ⁷Be-Eintrag schwanken von 5 – 6·10⁵ Atomen/cm² a (750 – 900 Bq/m² a) weltweit (THOR & ZUTSHI 1958, ARNOLD & AL-SALIH 1955) bis zu 8,4·10⁵ Atomen/cm² a (1260 Bq/m² a) in den nördlichen Breitengraden (CRUIKSHANK et al. 1956). An der Nordküste Spaniens ca. 43° nördlicher Breite bestimmten RODENAS et al. (1997) eine Eintragsmenge zwischen 1100 und 2240 Bq/m²·a.

3 Charakterisierung der Untersuchungsgebiete

3.1 Morphologie, Geologie und standortcharakteristische Merkmale

Laußnitz: Der Standort Laußnitz befindet sich ca. 30 km nordöstlich von Dresden (Anlage I) und gehört seiner geographischen Lage nach zum Dübener-Niederlausitzer Bergland. Morphologisch stellt das Gebiet eine wellige Landschaft mit weitgeschwungenen Höhenzügen dar. Diesem Landschaftsbild entspricht der geologische Untergrund, der im Laußnitzer Gebiet durch das Westlausitzer-Biotit-Granodiorit-Massiv des Karbons geprägt wird. In nördlicher und nordwestlicher Richtung schließen sich Gesteinsformationen des Kontakthofes des Granites (Hornfelsen, Frucht- und Fleckenschiefer, kristalline Grauwacke) mit der Grauwacke des Kulms an. Die tertiären, insbesondere miozänen Tone und Glimmersande mit geringmächtigen Braunkohleneinlagerungen wurden durch die Flüsse stark erodiert, so dass die pleistozänen Ablagerungen größtenteils auf dem Grundgebirge aufliegen. Diese Ablagerungen des Pleistozäns bestehen im Wesentlichen aus sandig-kiesigen, teilweise lehmigen Fraktionen (Geschiebesand, Geschiebelehm), resultierend aus dem Vorstoß bzw. Rückzug des Inlandeises der Elster- und Saalekaltzeit. In Bereichen des Aufstauens der Flüsse durch das Eis werden Bändertone angetroffen und die typische Grundmoränenablagerung tritt in Form von Geschiebemergel auf. Die größte Verbreitung im Untersuchungsgebiet haben die Geschiebesande und -kiese erfahren, die in Form von Schuttfächern zurückgeblieben sind, aus denen die feinen Bestandteile ausgewaschen wurden. Diese sandig-kiesigen Ablagerungen (Anlage II) sind mit fluviatilen Geröllen unterschiedlicher Herkunft vermischt (Lausitzer Granit, schwer verwitterbare Grauwacke und Material des Kontakthofes aus nördlicher Richtung, Quadersandsteinmaterial aus dem Elbsandsteingebirge, böhmische Phonolite, Bestandteile der Elbeschotter, skandinavische Geschiebe). Den Hauptanteil bilden weiße Quarzgerölle, seltener Kieselschiefergerölle und Knollensandsteingerölle aus ehemaligen Tertiärkiesen und -sanden. Ablagerungen der Weichselkaltzeit, deren Eis das Untersuchungsgebiet nicht mehr erreichte, sind vordergründig fluviale, feinkörnige Sande und äolische Ablagerungen, bestehend aus Flugsand und Löß. Letztere bilden im betrachteten Gebiet eine dünne, ca. 1 m mächtige Decke. (VEB GEOLOGISCHE FORSCHUNG UND ERKUNDUNG 1973).

Das Relief am Probenahmestandort Laußnitz ist durch eine vorrangig glatte Geländeoberfläche geprägt, die sehr schwach in west-südwestliche Richtung fällt. Das beprobte Bodenprofil besteht hauptsächlich aus glazifluvialen Sanden des Pleistozäns mit einem hohen Quarzanteil (Abschnitt 3.2). Die geographische Höhe des Standortes Laußnitz beträgt 170 m NN. Die am Standort vorherrschende Vegetation ist ein ca. 60 Jahre alter Kiefernbestand. Der Wald verjüngt sich durch Kiefer, Eiche und Esche. Flächendeckend wurde Gras- und Moosbewuchs angetroffen. Sporadisch treten Preiselbeer- und Blaubeersträucher auf. Die Gesamtniederschlagsmenge betrug für das Jahr 1999 695 mm/a (ANDREAE 2001, Unveröffentlichte Daten der Landesanstalt für Forsten, Graupa). Die Jahresdurchschnittstemperatur im Raum Laußnitz liegt bei ca. 8 - 9°C (METEOROLOGISCHER UND HYDROLOGISCHER DIENST 1953).

Olbernhau I und II: Die Standorte Olbernhau 1 und Olbernhau 2 befinden sich in den Kammlagen des Osterzgebirges (Anlage I), welches morphologisch als eine in nordwestliche Richtung geneigte, hügelige Hochfläche mit tief eingeschnittenen Tälern angesehen werden kann. Der Untergrund beider Standorte besteht ausschließlich aus anstehendem Orthogneis (Roter Gneis oder Muskovitgneis). Hauptgemengteile des Gneises sind Quarz, Orthoklas, Muskovit und Plagioklas in Form von Albit. Als akzessorische Gemengteile treten Biotit, Granat, Apatit, Hämatit, Magnetit, Pyrit, Rutil und Turmalin auf. Durch Verwitterung kommt es zur Bildung von Eisenhydroxiden (vorrangig aus Hämatit) und damit verbunden zur rötlichen Färbung des Gneises. Eine sehr geringe Ausdehnung haben Ablagerungen des

Karbon und Perm (Gneiskonglomerate, bituminöse Sandsteine, Schiefertone, Porphyrtuffe) sowie Eruptivgesteine aus porphyrischem Granit und Basalt. Im Untersuchungsgebiet selbst wurden sie nicht angetroffen. Ihr Verbreitungsgebiet liegt weiter südöstlich bzw. südlich. Der beschriebene Gneis wird von einer 1,5 – 4,0 m mächtigen Decke sandig-tonigen Lehms überlagert (VEB GEOLOGISCHE FORSCHUNG UND ERKUNDUNG 1973). Der Lehm ist das Produkt der vorrangig während des Pleistozäns verwitterten Untergrundschichten (Anlage II). Er besteht aus sandigen Komponenten der Gneise und Sandsteine sowie aus tonigen Komponenten des Basaltes und Schiefertons. Charakteristisch ist die Einlagerung zahlreicher Geschiebe in Form von kantengerundeten Gneis-, Quarzporphyr- und Konglomeratbrocken, was auf eine reliefbedingte Umlagerung schließen lässt.

Das Relief am Standort Olbernhau 1 stellt einen welliges, schwach nach Nordwesten exponiertes Hochlagenplateau dar. Die geographische Höhe beträgt 720 m NN. Der Standort Olbernhau 2 befindet sich ebenfalls auf einem welligen, schwach nach Südosten geneigten Hochlagenplateau auf einer geographischen Höhe von ebenfalls 720 m NN.

Die Vegetation der Fläche Olbernhau 1 wird durch 110-jährigen Fichtenwald sowie durch fast durchgängigen Grasbewuchs (Drahtschmiele, Wollreitgras) bestimmt. Der Wald verjüngt sich durch Fichte, Ahorn und Lärche. Vereinzelt treten Farne, Blaubeerbüsche und Waldheidenröslein auf. Die Fläche Olbernhau 2 ist charakterisiert durch 160-jährigen Buchenbestand. Zur Waldverjüngung tragen vorrangig Buche und Eberesche bei. Der Boden ist großflächig mit Drahtschmiele, untergeordnet mit Pfeifengras bedeckt. In der Krautschicht sind Fingerhut, Waldheidenröslein und Klee zu finden.

Im Jahr 1999 wurde für die Olbernhauer Region ein Jahresniederschlagsaufkommen von 907 mm/a gemessen (ANDREAE 2001, Unveröffentlichte Daten der Landesanstalt für Forsten, Graupa). Die Jahresdurchschnittstemperatur im Raum Olbernhau liegt bei ca. 6 - 7 °C (HAAKE & KÖRBER 1973).

Colditz: Der Probenahmestandort Colditz befindet sich ca. 40 km südöstlich von Leipzig (Anlage I). Seiner geographischen Lage nach gehört er zum Sächsisch-Thüringischen Löss-Hügelland, mit vorrangig flach-welligen Landschaftsformen, durchzogen von einzelnen Kuppen. Der Untergrund wird durch permokarbone Gesteine geprägt (Granit, Granodiorit, Schiefer), die von einer mehr als 80 m mächtigen Quarzporphyrdecke des Unterrotliegenden überlagert wird. Dieser Deckenerguss ist großflächig verbreitet und tritt in den tief einschneidenden Flusstälern zutage. Die Grundmasse des Quarzporphyrs besteht im Wesentlichen aus hellem sanidinartigen Orthoklas, kaolinisiertem Plagioklas, rauchbraunem Quarz und Biotit. Das Verwitterungsprodukt dieses Gesteins stellt plattig-toniges Material dar. Darüber finden sich mehrere Meter mächtige pleistozäne Ablagerungen. Der untere Teil der pleistozänen Ablagerungen besteht aus Geschiebelehm bzw. -sand, Bänderton und Material des alten Muldelaufes. Große regionale Verbreitung hat die aufliegende Löß- bzw. Lößlehmdecke äolischer Genese (Anlage II). (VEB GEOLOGISCHE FORSCHUNG UND ERKUNDUNG 1973). Diese ursprünglich kalkhaltigen Lößlehmablagerungen sind durch Verwitterungsprozesse in den oberen 2 m weitestgehend entkalkt. Darunter sind häufig Mergelkonkretionen anzutreffen.

Das Gelände am Standort Colditz stellt eine stark wellige Ebene dar, die in flachem Winkel nach Südwesten, zur Zwickauer Mulde hin abfällt. Die Geländehöhe liegt bei 185 m NN. Die lokale Vegetation wird durch Eichenwald geprägt. Die natürliche Waldverjüngung geht vordergründig durch Eberesche vonstatten. Junge Eichen sind am Standort selten. Vereinzelt treten Beerensträucher auf. Der Waldboden ist mit einer dichten Pfeifengrasdecke überzogen. Die Niederschlagsmenge für das Jahr 1999 liegt bei 728 mm/a (ANDREAE 2001, Unveröffentlichte Daten der Landesanstalt für Forsten, Graupa). Die Jahresdurchschnittstemperatur im Raum Colditz liegt bei ca. 9 – 10 °C (METEOROLOGISCHER UND HYDROLOGISCHER DIENST 1953).

Bad Schandau: Die Untersuchungsfläche Bad Schandau befindet sich ca. 30 km südöstlich von Dresden im Elbsandsteingebirge (Anlage I). Die Oberfläche des Gebiets ist durch schroffe Felsformen gekennzeichnet, die sich über einer ausgedehnten Hochebene erheben, in die die Elbe und ihre Nebenflüsse tiefe Täler eingeschnitten haben.

Der geologische Untergrund des untersuchten Standortes ist durch kreidezeitliche Sedimente geprägt, welche sich im oberen Cenoman über dem Lausitzer Granit in der Elbtalzone abzulagern begannen. Verursacht durch eine Meerestransgression und das allmähliche Absenken der Elbtalzone zu Beginn der Oberkreidezeit (Cenoman, Turon) kam es im Anfangsstadium zur Sedimentation fluviatil-limnischer Bildungen in Form von durch toniges Bindemittel verfestigten Quarzgeröllen und feinkörnigen Sandsteinen mit Wurzelröhren. Mit zunehmender Flutung lagerte sich ein Transgressionskonglomerat ab, das nach oben in feineren Sandstein übergeht. Im Turon tritt in der Elbtalzone ein Fazieswechsel auf. Im Gegensatz zum Raum Pillnitz-Dresden, wo der tonig-kalkige Plänersandstein verbreitet ist, trifft man im Bad-Schandauer Gebiet auf eine mehr sandige Fazies (Anlage II), den Quadersandstein. Im Bereich der Untersuchungsfläche ist der Sandstein im unteren Teil weitestgehend glaukonitfrei. Im oberen Teil tritt er geschichtet als grau- bis gelblichweißer, schwach kalkiger Quarzsandstein mit teils tonigem, teils kiesligem Bindemittel auf. Zwischen den einzelnen Sandsteinschichten lagern tonig-mergliche, tonig-lehmige oder tonig-sandige Zwischenmittel, die zur Ausprägung terrassenartiger Geländeformen führen. Die Herkunft des Sedimentmaterials wird auf das Lausitzer Gebiet, das Riesengebirge sowie das Adlergebirge zurückgeführt (RAST 1959). Im Pleistozän, während der Saale- und Weichselkaltzeit kam es zur Ablagerung äolischer Sedimente. Auf der Untersuchungsfläche wurden sie in Form von entkalktem, durch Solifluktion verlagertem und durch Frostprozesse überprägtem Löß angetroffen (EISSMANN & LITT 1994).

Das beprobte Bodenprofil befindet sich in unmittelbarer Nähe des Kontaktes zu einem Basaltstock, der resultierend aus tertiärer vulkanischer Tätigkeit in die horizontal lagernden Sandsteinschichten eindrang (ca. 20 m westlich der Probenahmestelle). Dieser Basalt wurde bis in die Mitte der 20er Jahre in einem Steinbruch abgebaut. Die Untersuchungsfläche blieb von dieser Bergbautätigkeit unbeeinflusst. Der Basalt kommt als feldspatführender Nephelinbasalt mit Einlagerungen von Augit, Magnetit und Olivin in dichter Grundmasse vor. Zum Kontakt hin entwickelte sich in Folge der schnellen Abkühlung ein feldspat- und nephelinärmerer Glasbasalt. Das Verwitterungsprodukt des Basaltes stellt ein lehmiges Material dar. Im untersuchten Bodenprofil wurden Basaltbruchstücke in erodierten Hangschuttablagerungen gefunden.

Die geographische Höhe des Standortes Bad Schandau beträgt 260 m NN. Die Fläche ist von dichtem Buchenbestand bedeckt, der künstlich durch Buche verjüngt wird. Eine Strauch- und Grasschicht ist nicht ausgeprägt.

Das Niederschlagsaufkommen der untersuchten Dauerbeobachtungsfläche für das Jahr 2001 betrug 593 mm/a (ANDREAE 2001, Unveröffentlichte Daten der Landesanstalt für Forsten, Graupa). Die Jahresdurchschnittstemperatur im Raum Bad Schandau liegt bei ca. 7 - 8 °C (HAAKE & KÖRBER 1973).

Leipzig: Die Probenahmefläche befindet sich im „Leipziger Auenwald Süd“ im Stadtteil Connewitz und ist ein Bestandteil der Weiße-Elster-Pleiße-Auen-Landschaft (Anlage I). Regionalgeographisch gehört dieses Gebiet zur Leipziger Tieflandsbucht, welche regionalmorphologisch sehr sanfte, flachwellige, durch die Tätigkeit von Eis und fließendem Wasser geschaffene, ebene Formen aufweist.

Das paläozoische Grundgebirge des Gebietes bilden die feinkörnige Grauwacke des unteren Kulm mit discordant auflagernden Konglomeraten, Sandsteinen und Letten des oberen Karbons. Diese Grundgebirgsschichten werden mantelförmig von der oligozänen Braunkohlenformation umschlossen. Sie setzt sich aus tertiären Sanden, Kiesen und Tonen mit zwischengelagerten Braunkohleflözen zusammen. Die tertiären Schichten werden von

einer Decke pleistozäner Ablagerungen mit einer Mächtigkeit von mehr als 20 m (VEB GEOLOGISCHE FORSCHUNG UND ERKUNDUNG 1973) überlagert. Die Basis dieser Ablagerungen bilden fluvioglaziale Schotter und Sande, bestehend aus weißen Quarzen, Muschelkalk, Grauwacke, Arkosen und Quarziten. Darüber lagern Geschiebelehm, Geschiebesand und Bänderton mit einer Decksandauflage. Den Abschluß der pleistozänen Formation bildet eine Lößlehmdecke. Entlang der Flussläufe der Weißen Elster und der Pleiße erstrecken sich holozäne Auensedimente mit grobkörniger, sandiger Basis und lehmigem Aufbau. Dieser Auelehm besitzt eine Mächtigkeit von 1-3 m und setzt sich aus feinsten Sand-, Schluff- und Tonteilchen zusammen, die sich während der Überschwemmungsphasen der Flüsse in den Auegebieten absetzen. Im unteren Teil des Lehmies finden sich organische Beimengungen in Form von Astfragmenten, Laubteilchen und humoser Substanz (Abb. 28-31). Dieser Auelehm hat durch seine feinsandig-tonige Beschaffenheit eine hohe Kapillarität, so dass die oberen Schichten reichlich mit Feuchtigkeit aus dem Kiesuntergrund versorgt werden. Zur Akkumulation mehrerer Auenlehmschichten haben klimatische und rodungsbedingte Erosionsprozesse im Einzugsgebiet beigetragen (FUHRMANN 1999).

Die am Standort abgelagerten Auensedimente stammen aus dem Weißenfelser-Altenburger-Zeitler Lößhügelland (Anlage II). Im Frühholozän wurden sie von dort zuerst äolisch ausgetragen und später mit zunehmender Erosion, verursacht durch verstärkte Besiedlung, fluvial transportiert.

Die Ablagerung der Sedimente erfolgte relativ zeitig (vor ca. 6000-8000 a), was eine weitestgehende Entkalkung des ursprünglich sehr kalkhaltigen Materials zur Folge hatte (HAASE & SCHNEIDER 2001). Durch die natürliche Hochwasserdynamik und Sedimentation der Flüsse einerseits und anthropogene Einflüsse andererseits, kommt es zu einer Erdoberflächenerhöhung und damit zur Entfernung vom Grundwasserspiegel (HAASE 1999), was die allmähliche Austrocknung der Auen zur Folge hat. Geschuldet dieser Tatsache siedeln sich im Auenwald zunehmend die Trockenheit liebende Vegetationsarten wie z.B. Spitzahorn, Brennessel und Schwarzer Holunder an. Sie verdrängen zunehmend die typische Hartholzauenwaldvegetation, bestehend aus Eiche, Ulme, Hainbuche, Ahorn und Esche. Der mittlere Grundwasserstand in den Auen schwankt zwischen 0,6-4,0 Metern (BÜTTNER et al. 2001).

Die geographische Höhe der Untersuchungsfläche, die morphologisch eine glatte Ebene darstellt, beträgt ca. 120 m NN. Das Niederschlagsaufkommen im Leipziger Raum im Jahr 2000 betrug kumulativ 503 mm/a. Die Jahresdurchschnittstemperatur im Raum Leipzig liegt bei ca. 9 - 10 °C (METEOROLOGISCHER UND HYDROLOGISCHER DIENST 1953).

3.2 Pedologie

Die in dieser Arbeit verwendete Systematik der Bodenklassifizierung entspricht der deutschen Systematik (ARBEITSGEMEINSCHAFT BODENKUNDE 1994). Eine exakte Beschreibung der beprobten Bodenprofile ist in Anlage III a-f ersichtlich.

Laufnitz: Der Bodentyp entspricht einem typischen Sand-Podsol mit der Horizontabfolge L, Of, Oh, Aeh, Ae, Bsh, Bs Bv (Anlage IIIa). Die humosen Auflagenhorizonte L, Of und Oh bestehen in den oberen 2 cm aus wenig fermentiertem organischen Material. Darunter folgt eine ca. 8-10 cm mächtige Humusauflage. Die Humusform kann als Rohhumus bis rohhumusartiger Moder bezeichnet werden, was auf eine sehr langsame und unvollständige Streuzersetzung in der organischen Auflage hindeutet. Ein typischer humoser A-Horizont ist nicht ausgebildet. Stattdessen folgt im Liegenden der Auflage, scharf abgegrenzt ein geringmächtiger, schwarz-grauer humifizierter Aeh-Horizont, der in einen grauen, leicht violettstichigen Ae-Horizont wechselt, der wenig organisches Material enthält. In diesem

Horizont findet eine durch saure, zirkulierende Bodenwässer verursachte Verlagerung von Sesquioxiden (Fe-, Al-, Mn-Oxide) in tiefer gelegene Illuvialhorizonte (Bsh- und Bs-Horizont) statt. Der Bsh-Horizont wurden in einer Tiefe von ca. 0,2 m in Form eines grauschwarzen, teilweise rostfarbenen Bandes angetroffen. Der Bs-Horizont weist deutliche Rostfärbung auf. Ihm folgt ein fein-mittelsandiger Bv-Horizont in einer Tiefe ab ca. 0,4 m.

Im gesamten Profil trifft man auf milchig-weiße gerundete Quarze, die aus ehemaligen tertiären Kiesen umgelagert wurden. Die Abflussbedingungen für einsickernde Niederschlagswässer auf der beprobten Fläche sind aufgrund des sandigen Bodens gut. Es kommt nicht zu Staunässeerscheinungen. Das Bodensubstrat besteht vorrangig aus mittelsandigem Material mit hohem Feinkornanteil in den oberen 10 cm. (Anlage IX).

Die Betrachtung der bodenchemischen Parameter (Tabelle 3) verdeutlicht einen starken Anstieg der Aluminiumionenkonzentration mit zunehmender Bodentiefe. Als Hauptursache dafür werden Lösungsvorgänge von Al-Sulfat-Salzen (Relikte früherer Pufferung von Säureeinträgen) auf Grund der niedrigen pH-Werte angesehen (SMUL 1999).

Die Kationenaustauschverhältnisse sind im gesamten Profil sehr gering. Der Anteil der basischen Nährelemente (Ca, K, Mg, Na) liegt zwischen 5 und 15 % (SMUL 1999). Folglich besitzt der Boden keine hohe Pufferkapazität gegenüber Säureeinträgen und eine Mobilisierung eingetragener Stoffe wird begünstigt. Die C/N-Verhältnisse im Oberboden lassen auf einen sehr niedrigen Zersetzungsgrad des organischen Materials schließen. Damit ist der chemische Bodenzustand der Laußnitzer Fläche im Vergleich zu den anderen untersuchten Bodenprofilen insgesamt als schlechter einzuschätzen.

Tabelle 3: Elementgehalte der Humusaufgabe und des Mineralbodens auf der Dauerbeobachtungsfläche des Profils Laußnitz (Daten: EU-Profil, gerundet nach ANDREAE 2001, Unveröffentlichte Daten der Landesanstalt für Forsten, Graupa)

Horizont / Tiefe [cm]	Gehalt [%]					Gehalt [mg/kg]			
	S	K	C	N	C/N	Fe	Pb	Al	Ca
Of / 2-4	0.25	0.1	42.0	1.8	22.8	8545	92	6622	3538
Oh / 4-8	0.18	0.1	30.5	1.2	24.6	12112	170	9182	2718
						Gehalt [mol%]			
Aeh+ Ae / 8-18		1.7			31.7	6.2		44.3	14.3
Bsh / 18- 23		1.2			31.8	2.8		89.9	4.5
Bs / 23-30		1.4			44.8	1.0		92.7	3.4

Olbernhau I und II: Die Böden der beiden Olbernhauer Flächen stellen Braunerden dar, die durch anthropogene Umwelteinflüsse in zunehmendem Maß Podsolierungserscheinungen aufweisen, so dass sie als Braunerde-Podsolböden eingestuft werden können (Anlage III b und III c). Die organischen Auflagehorizonte beider Profile sind trotz unterschiedlichem Bewuchs in ihrem Aufbau sehr ähnlich. Unter einer relativ mächtigen (2-3 cm) Streuaufgabe aus weitestgehend unzersetztem Material folgt ein ca. 1 cm mächtiger Of-Horizont. Der Aufbau der Auflage deutet auf eine gehemmte biotische Aktivität hin (vgl. Abschnitt 7.1.3). Die Humusform der Auflagehorizonte ist in beiden Profilen ein rothumusartiger Moder. Deutlich abgegrenzt schließt sich ein Oh/Ah-Horizont an. Der SOM (soil organic matter)-Gehalt in diesem Horizont beträgt ca 70% im Profil I (Anlage XI) und 50-70% im Profil II (Anlage XI). Der sich im Liegenden anschließende A(h)e-Horizont ist im Profil I etwas stärker gebleicht als im Profil II. In beiden Profilen ist die Ausprägung eines huminstoffakkumulierten Illuvialhorizontes (Bsh) zu erkennen, der in einen Bs-Horizont übergeht. Die Liegendbereiche der Profile stellen jeweils Bv-Cv-Horizonte dar. Das Bodensubstrat beider Profile ist durchgängig ein mittel-grobsandiges, schwach schluffiges

Material (vgl. Abschnitt 5.4). Der Feinkornanteil nimmt im Liegenden des Profils zu. (Anlage IX).

Angaben zu bodenchemischen Parametern liegen nur für die Fläche Olbernhau I vor. Auf Grund der räumlichen Nähe der Flächen Olbernhau I und II mit gleichen klimatischen, geographischen, geologischen und pedologischen Bedingungen, wird jedoch von adäquaten Verhältnissen auf der Fläche Olbernhau II ausgegangen.

Die Pb-Gehalte auf der Fläche Olbernhau I sind im Vergleich zu den anderen untersuchten Profilen sehr hoch, was in erster Linie auf den atmosphärischen Eintrag aus dem Böhmisches Braunkohlerevier zurückzuführen ist (vgl. Kap. 6). Die Werte übersteigen in der organischen Auflage die kritische Konzentration für schädigende Wirkungen im Ökosystem (150 mg/kg, SMUL 2000). Die Folgen, toxischer Wirkung auf die Zersetzerorganismen und Verzögerung der Streuabbauprozesse, sind deutlich zu erkennen. Die niedrigen pH-Werte begünstigen eine Pb-Mobilisierung und damit die Pflanzenverfügbarkeit des Elements sowie eine Akkumulation im Unterboden (Anlage X). Wie im Profil Lausnitz findet auch in den Olbernhauer Böden die Auflösung der Al-Sulfatsalze und damit die Freisetzung von Al^{2+} - und SO_4^{2-} Ionen statt. Die Ca-Gehalte weisen auf eine deutliche Abnahme der Kalziumvorräte des Bodens hin (Tabelle 4).

Die Kationenaustauschverhältnisse verschlechtern sich mit zunehmender Tiefe. Während die Basensättigung in den oberen 15 cm des Profils noch 15-30 % beträgt, sinkt sie bereits im A-Horizont auf 5-15 % ab (SMUL 1999).

Tabelle 4: Elementgehalte der Humusaufgabe und des Mineralbodens auf der Dauerbeobachtungsfläche des Profils Olbernhau I (Daten: EU-Profil, gerundet nach ANDREAE 2001, Unveröffentlichte Daten der Landesanstalt für Forsten, Graupa)

<i>Horizont / Tiefe [cm]</i>	<i>Gehalt [%]</i>					<i>Gehalt [mg/kg]</i>			
	<i>S</i>	<i>K</i>	<i>C</i>	<i>N</i>	<i>C/N</i>	<i>Fe</i>	<i>Pb</i>	<i>Al</i>	<i>Ca</i>
<i>Of / 2-4</i>	0.25	0.2	46.5	2.1	22.1	9023	182	10207	2340
<i>Oh / 4-8</i>	0.24	0.2	42.7	1.9	22.7	10224	432	14358	1568
						<i>Gehalt [mol%]</i>			
<i>Ae+Bsh / 8-19</i>		1.2			26.4	18.9		47.8	5.7
<i>Bs / 19-31</i>		0.8			25.5	10.9		83.5	1.7
<i>Bv / > 31</i>		1.2			27.6	10.6		83.2	1.4

Colditz: Der Boden der Colditzer Fläche liegt im Stauwasserbereich, so dass es hier zur Ausbildung einer typischen Pseudogley kommt (Anlage III d). Die humose Auflageschicht ist am Standort charakteristisch als mullartiger Moder bis Mull ausgeprägt. Die L- bzw. Of-Schicht besteht aus lockerem, stark verfilztem, fermentiertem, organischem Material. Sie ist von dem darunter folgenden Ah-Horizont nicht ablösbar. In einer Bodentiefe von ca. 10 cm beginnt eine deutliche Bleichung des Bodens. Einzelne Fe-Mn-Konkretionen treten auf. Dieser Bereich (Sw-Horizont) steht in Abhängigkeit vom Niederschlagsaufkommen periodisch unter Staunäseeinfluss. Der den Sw-Horizont unterlagernde Staukörper (Sd-Horizont) wurde im Rahmen der durchgeführten Untersuchungen nicht beprobt. Das Bodensubstrat ist ein sehr feinsandiges, im Sw-Horizont zunehmend schluffiges Material. (Anlage IX) mit relativ hohem Tonmineralanteil (Abschnitt. 5.4).

Eine Übersicht der Elementgehalte des Colditzer Profils verdeutlicht eine wesentlich geringere Belastung des Bodens mit Blei. Die organische Auflageschicht ist calciumreicher als die der anderen untersuchten Flächen (Tabelle 5). Die Kationenaustauschverhältnisse sind im gesamten Colditzer Profil besser als in den Profilen Lausnitz und Olbernhau I. Die Basensättigungswerte liegen durchgängig zwischen 15 und 30 % (SMUL 1999).

Tabelle 5: Elementgehalte der Humusauflage und des Mineralbodens auf der Dauerbeobachtungsfläche Profils Colditz (Daten: EU-Profil, Profil-Pfahl B, gerundet nach ANDREAE 2001, Unveröffentlichte Daten der Landesanstalt für Forsten, Graupa)

Horizont / Tiefe [cm]	Gehalt [%]					Gehalt [mg/kg]			
	S	K	C	N	C/N	Fe	Pb	Al	Ca
Of / 1-2	0.3	0.2	32.7	1.8	17.7	10865	70.4	12590	8295
Oh / 2-3	0.2	0.2	19.3	1.0	18.7	11780	90.9	13700	2091
Gehalt [mol%] (EU-Profil)									
Ah / 3-9		2.2			20.2	7.6		66.0	12.9
Sw / 9-20		1.9			19.4	3.4		77.5	6.1
Sw / > 20		1.7			18.1	0		85.1	5.8

Bad Schandau: Das Profil der Bad Schandauer Fläche entspricht dem Bodentyp einer Feinsand-Braunerde mit der Horizontfolge L, Of, Oh, Ah, Bv. Eine abnehmbare Schicht unzersetzter Buchenblätter überlagert stark fermentiertes Material, das in einer Tiefe von ca. 4 cm in schmierig, verklebte Feinsubstanz übergeht. Auffällig ist die starke Besiedlung des Standortes durch Bodenorganismen. Die vorherrschende Humusform weist die Merkmale eines mullartigen Moders auf. Der Ah-Horizont hat eine dunkelbraune Farbe mit deutlichem Übergang zum Einzelkorngefüge. Vereinzelt treten Sandsteingerölle oder scharfkantige Basaltbruchstücke auf. In ca. 20 cm Tiefe erfolgt ein allmählicher Übergang zum gut durchwurzelten Bv-Horizont. Der in dem Gebiet vorherrschende Sandstein bestimmt den sandigen Charakter des Bodensubstrats.

Die Ergebnisse der Bodenuntersuchungen des LAF Graupa (ANDREAE 2001, Unveröffentlichte Daten der Landesanstalt für Forsten, Graupa) belegen hohe Bleigehalte (95 mg/kg in der Of-Lage und 141 mg/kg in der Oh-Lage der organischen Auflage) für den Standort, die vergleichbar mit denen des Laußnitzer Profils sind. Die Aluminiumgehalte hingegen liegen in vergleichbaren Größenordnungen mit den Werten der Fläche Olbernhau I (10330 mg/kg in der Of-Lage und 12730 mg/kg in der Oh-Lage der organischen Auflage). Das C/N-Verhältnis im Of-Horizont beträgt 20; im Oh-Horizont 18.4 und entspricht damit den von SCHACHTSCHABEL et al. (1998) veröffentlichten Werten für die Humusform Moder bzw. mullartigen Moder.

Die Basensättigung weist im Hauptwurzelbereich bis 60 cm Tiefe nur noch Werte zwischen 5 und 15% auf. Der chemische Bodenzustand weist eine deutlich negative Tendenz auf.

Leipzig: Das untersuchte Bodenprofil stellt einen charakteristischen Auenboden, der als allochtoner Vegagley mit der Horizontfolge: Ah, (aM) aMGo, Go(r) bezeichnet werden kann. Der im Rahmen dieses Untersuchungsprogramms beprobte Bereich umfasst die Ah- und aMGo-Horizonte des Profils (Anlage III f).

Auf dem betrachteten Standort kommt es nicht zur Ausbildung eines typischen O-Horizontes. Unter einer sehr geringmächtigen Auflage frischer Blätter (< 1 cm) folgt eine Streuschicht aus weitestgehend unzersetztem Material, welche sofort in 1 – 2 cm Tiefe in frischen, braunen durchwurzelten Lehm des Ah-Horizontes übergeht. Dies deutet auf einen sehr schnellen Stoffumsatz im Oberboden hin (vgl. Abschnitt 5.5). Ein Farbumschlag von braun nach grau-braun, zunehmende Ausbleichung und steigender Feuchtgehalt sowie das Auftreten vereinzelter rostfarbener Flecken in 0,1 - 0,2 m Tiefe lassen darauf schließen, dass der Kapillarwassersaum des Grundwasserspiegels bis in diesen Bereich Einfluss hat. Der ständig vom Grundwasser beeinflusste Bereich des Bodens beginnt bei ca. 0,4 m unter Geländeoberkante. In einer Tiefe von ca. 0,4 – 0,8 m folgt ein mit Rostflecken durchsetzter, verdichteter Go-Horizont mit oxidierenden Bedingungen. In größerer Tiefe (ab ca. 1,0 m) verändert sich das Milieu. Ein zunehmend reduzierender Bereich [Go(r)-Gr] schließt sich an (HAASE 1999).

Die von HAASE & SCHNEIDER 2001 durchgeführte bodenphysikalische und bodenchemische Charakterisierung dieser Beobachtungsfläche stellt aufschlussreich die nachfolgend beschriebenen Verhältnisse im Boden bis zum Zeitpunkt der Probenahme dar. Das Bodensubstrat ist durchgehend ein feinkörniges, schluffiges Material mit nach unten zunehmendem Sandgehalt (Abschnitt 5.4).

Der Calciumcarbonatgehalt innerhalb des Bodenprofils korreliert mit den pH-Werten, je niedriger der pH-Wert desto geringer auch der Carbonatgehalt. Insgesamt schwanken die Gehalte an CaCO_3 zwischen 1,4 und 2,4 mg/kg und können so als recht calciumarm angesehen werden. Des weiteren wird in der Profilcharakteristik auf einen mit zunehmender Tiefe stetigen Anstieg des löslichen, sulfatgebundenen Schwefels hingewiesen (Tabelle 6). Als Ursache dafür wird Tagebautätigkeit im Leipziger Süden benannt, in dessen Abstrombereich das Untersuchungsgebiet liegt. Der Gesamtschwefelgehalt sinkt dagegen vom aM-Horizont bis in den Go(r)-Horizont ab (Tabelle 6). Untersuchungen von ERKENBERG et al. (1996) haben ergeben, dass im Oberboden, unter oxidierenden Bedingungen, der Schwefel zu 60-90% in organischer Bindung vorliegt, während im Unterboden vorrangig mineralische Bindung auftritt. Der Boden des Leipziger Profils weist im Gegensatz zu den anderen untersuchten Profilen bereits im Oberboden einen sehr geringen C-Gehalt auf. Die C-Gehalte korrelieren sehr gut mit den Humusgehalten. Auch die N-Gehalte sind vergleichsweise gering und korrelieren mit denen des gelösten Stickstoffs und des gelösten Nitratstickstoffs. Die C/N-Verhältnisse im Boden deuten auf einen hohen Zersetzungsgrad der organischen Substanz sowie auf hohe Bioaktivität hin. (Tabelle 6).

Tabelle 6: Elementgehalte des Profils Stadtauenwald Leipzig (Daten: gerundet nach HAASE & SCHNEIDER 2001)

Horizont / Teufe [cm]	Gehalt [mg/kg]	Gehalt [%]			
	SO_4^{2-}	S	C	N	C/N
aMGo / 10	64.4	0.37	3.76	0.32	11.6
Go / 45	96.1	0.16	1.50	0.16	9.4
Go / 80	174.2	0.14	0.66	0.09	7.0
Gor / 110	411.0	0.09	0.55	0.07	7.3

Ein deutlicher Bleiüberschuß, verursacht durch den atmosphären eingetragenen Pb-Anteil ist im Leipziger Profil nicht zu verzeichnen. Ursache dafür können fehlende Bindungsmöglichkeiten an organischen Kohlenstoff sein. Der Gesamtbleigehalt nimmt zum Unterboden hin ab, wobei der eluierbare Anteil (NH_4NO_3 -löslich) zunimmt (Tabelle 7). Der Anteil an austauschbaren Aluminium liegt bei relativ hohen Al-Gesamtgehalten unter 0,2% (Tabelle 7). Calcium wird im gesamten Profil zu über 60 % mobilisiert (Tabelle 7).

Tabelle 7: Metallgehalte des Profils Stadtauenwald Leipzig (Daten: gerundet nach HAASE & SCHNEIDER 2001)

Horizont / Teufe [cm]	Gehalt [mg/kg]							
	Pb	Pb (gel. in NH_4NO_3)	Al	Al (gel. in NH_4NO_3)	Ca	Ca (gel. in NH_4NO_3)	K	K (gel. in NH_4NO_3)
aMGo / 10	57.1	0.32	19480	28.0	3745.6	2533.8	2813	190.8
Go / 45	23.9	0.35	21560	17.1	2973.6	2293.2	2579	110.8
Go / 80	9.4	0.31	16250	19.3	2661.0	1825.7	1741	82.3
Gor / 110	5.7	0.22	15900	0.34	2902.4	1812.9	1559	83.2

Die Ergebnisse der bodenchemischen Analysen zeigen, dass die Pufferkapazität des Leipziger Auenbodens noch im Austauscherbereich liegt. Die Basensättigung ist sehr hoch. Im untersuchten Profilbereich liegen sie zwischen 70 und 80 % (SMUL 1999). Der Anteil an

Aluminium- und anderen Schwermetallionen in der Bodenlösung deutet jedoch darauf hin, dass die Pufferung der Säurelast nicht mehr allein durch Neutralisationsreaktionen freigesetzter Ionen aus der Silikatverwitterung (K, Ca, Mg, Na) abgedeckt werden kann. Die an der Universität Leipzig durchgeführten Untersuchungen zur ökologischen Umweltvorhersage belegen eine Tendenz der zunehmenden Versauerung der Niederschläge und des Oberbodens. Die Folgen sind weitere Verminderung der Pufferkapazität des Bodens sowie Zunahme der Mobilität und Pflanzenverfügbarkeit der bisher noch adsorbierten Metallionen.

Die wichtigsten geologisch-geographischen Standortparameter der untersuchten Flächen sind in Tabelle 8 zusammengefasst.

Tabelle 8: Geologisch-geographischen Standortparameter

	<i>Probenahmefläche</i>					
	<i>Laußnitz</i>	<i>Olbernhau I</i>	<i>Olbernhau II</i>	<i>Colditz</i>	<i>Leipzig</i>	<i>Bad Schandau</i>
<i>Geographische Lage *</i>	Düben-Niederlausitzer Bergland	Mittleres Erzgebirge	Mittleres Erzgebirge	Sächsisch-Thüringisches Löss-Hügelland	Leipziger Tieflandsbucht	Elbsandsteingebirge
<i>Relief/ Exposition/ Neigung</i>	Glatte Ebene / West-Südwesten / 3 °	Welliges Hochlagenplateau / Nordwesten / 5 °	Schwach welliges Hochlagenplateau / Südosten / 2 - 5°	Stark wellige Ebene / Ost-Südosten / 1 - 2°	Glatte Ebene	Hochplateau / Südosten / 5°
<i>Geologischer Untergrund *</i>	Pleistozäne Schmelzwasserablagerung	Orthogneis	Orthogneis	Lösslehm	Auelehm	Quadersandstein mit Lösslehm / Basalt
<i>Höhe über NN [m] *</i>	170	710	710	185	120	260
<i>Bodentyp</i>	Sand-Podsol	Braunerde-Podsol	Braunerde-Podsol	Feinsand-Pseudogley	Vegagley	Lösslehm-Braunerde
<i>Humusform der Auflagehorizonte</i>	Rohhumus	Rohhumus-artiger Moder	Rohhumus-artiger Moder	mullartiger Moder bis Mull	Mull	Moder
<i>Bestand</i>	Kiefernwald	Fichtenwald	Buchenwald	Eichenwald	Laubmischwald	Buchenwald
<i>Jahresniederschlag [mm/a] *</i>	695	907	907	728	503 **	582
<i>Durchschnittliche Anzahl der Nebeltage [a] **</i>	20-30	>70	>70	30	30-40	30
<i>Jahresdurchschnittstemperatur [°C]</i>	8 - 9**	6 - 7***	6 - 7***	9 - 10**	9 - 10**	7 - 8***

* SMUL 1999

** METEOROLOGISCHER UND HYDROLOGISCHER DIENST 1953

*** HAAKE & KÖRBER 1973

4 Methodik und Analytik

4.1 Methodik der Probenahme

Die im Zeitraum von Juli 1999 bis Mai 2001 beprobten Flächen wurden nach boden- und standortkundlichen Kriterien ausgewählt. Sie unterscheiden sich jeweils hinsichtlich ihrer stratigraphischen Einordnung, ihres Boden- bzw. Substrattyps, ihrer Vegetation sowie der meteorologischen Situation und damit der Eintragsrate der Radionuklide. Das Probenmaterial wurde auf vier ausgewählten forstwirtschaftlich genutzten Dauerbeobachtungsflächen entnommen, die einen Teil des „Forstlichen Umweltmonitorings“ in Europa darstellen (RABEN et al. 2000). Zweck dieses Programms ist die Erforschung des Zustandes und der Entwicklung von beispielhaft ausgewählten Waldökosystemen. Es basiert auf einer sehr umfangreichen Datengrundlage, die seit mehr als zwanzig Jahren ständig erweitert und aktualisiert wird. Diese Flächen befinden sich, wie oben bereits erwähnt in Laußnitz (Niederlausitzer Bergland), Colditz (Sächsisches Hügelland), Bad Schandau (Elbsandsteingebirge), Leipzig (Leipziger Tieflandsbucht) sowie zwei Flächen in Olbernhau (Mittelerzgebirge).

Eine präzise Untersuchung der vertikalen Verlagerung von Radionukliden innerhalb eines Bodenprofils bedarf eines sehr engen vertikalen Beprobungsrasters. Die im vorliegenden Fall angewandte Dünnschichtbeprobung ermöglicht eine zentimeterweise Probenahme auf einer definierten Fläche von der bewachsenen Oberfläche bis in den B-Horizont des jeweiligen Bodenprofils. Dafür wurden speziell entwickelte Probenahme-Rahmen (Anlage IV) benutzt. Sie umschließen eine definierte Bodenfläche und ermöglichen durch Absenkung die exakte Abtrennung einer minimal 1 cm dicken Bodenschicht. Die so erreichte schichtweise Zerlegung eines Bodenprofils garantiert eine hohe Messwertdichte. Für die Probenahme an den Standorten Bad-Schandau und Leipzig wurde ein runder Rahmen mit einer Grundfläche von 1260 cm² (Abb. 8) verwendet und auf den Flächen Laußnitz, Olbernhau I und II sowie Colditz ein quadratischer Rahmen mit einer Grundfläche von 900 cm² (Abb. 9). Während der Probenahme erfolgte eine bodenkundliche Ansprache des entnommenen Materials nach der Bodenkundlichen Kartieranleitung (ARBEITSGEMEINSCHAFT BODENKUNDE 1994).

4.2 Probenaufbereitung

Alle Proben wurden entsprechend des Methodenleitfadens für das Level-II-Programm (BML 1997) bei 40°C mindestens 48 Stunden getrocknet und anschließend homogenisiert, wobei grobe Bestandteile mit einer Korngröße von mehr als 2 mm per Hand ausgelesen wurden. Für jede Probe wurde die entsprechende Feucht- bzw. Trockenmasse bestimmt. Größere Probemengen wurden mittels Probenteiler verjüngt. Im Anschluss erfolgte die Befüllung der entsprechenden Messgefäße in Abhängigkeit von der Probenmenge mit dem Probenmaterial. Für die gammaspektrometrische Messung der Gesamtprobe (Kornfraktion 2 mm) wurden Marinellibecher mit einem Volumen von ca. 450 ml, die eine dichte Umschließung des Detektors bewirken, bzw. kleinere zylindrische Dosengefäße von ca. 150 ml, die auf dem Detektor aufliegen, verwendet. Für die gammaspektrometrische Messung der Schluff- und Tonfraktionsproben (Kornfraktion 63 µm) wurden kleinere zylindrische Dosengefäße mit einem Fassungsvermögen von ca. 10 ml verwendet. Um die Einstellung des radioaktiven Gleichgewichtes zwischen ²²⁶Ra und den Rn-Tochternukliden zu erreichen, wurden die befüllten Messgefäße dicht verschlossen, für mindestens 10 Tage gelagert und im Anschluss gemessen. Nach der gammaspektrometrischen Messung steht das Probenmaterial für weitere Analysen zur Verfügung.

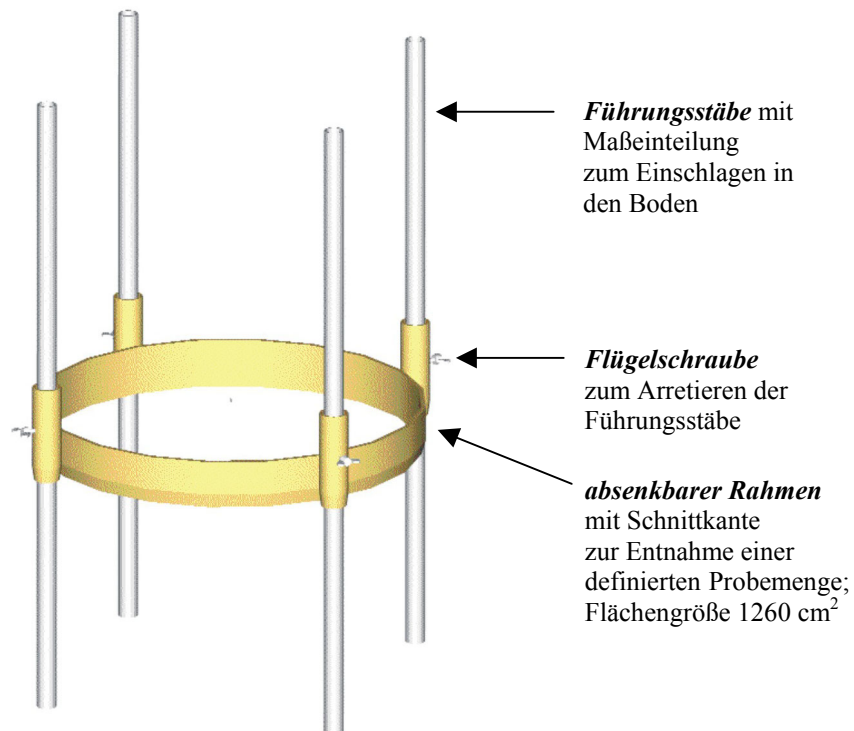


Abb. 8: Schematische Darstellung des Probenahmerahmens



Abb. 9: Dünnschichtbeprobung;
Entnahme einer Bodenschicht mit definiertem
Volumen

Zur Bestimmung der Korngrößen wurde das getrocknete Material jeder Probe unverändert verwendet. Für weitere pedophysikalische, pedochemische und mineralogische Analysen wurden jeweils repräsentative Teilmengen jeder Probe verwendet. Die Verjüngung der Proben erfolgte mit Hilfe eines Riffelteilers.

Die Homogenisierung erfolgte durch Aufmahlen bzw. Mörsern der Teilproben bis zur gewünschten Fraktionsgröße (Tabelle 9).

Es wurden ausschließlich trockene Aufbereitungsverfahren eingesetzt, um einen möglichen vorzeitigen Austrag der zu bestimmenden Radionuklide zu verhindern.

Tabelle .9: Homogenisierung des Probenmaterials

<i>Arbeitsschritt</i>	<i>Gerät</i>	<i>Fraktionsgröße des Materials</i>
Grobe Vorzerkleinerung des mittelharten und harten Materials	Labor-Backenbrecher Typ 01	max. Aufgabengröße: 65 mm; erreichte Endfeinheit: 15 mm
Nachzerkleinerung	Labor-Scheibenmühle	max. Aufgabengröße: bis ca. 8 mm, Mohs' Härte < 3; erreichte Endfeinheit: 0,04 mm
Feinzerkleinerung weicher bis mittelharter Proben	Labor-Stiftmühle	max. Aufgabengröße: 20 mm Kantenlänge; erreichte Endfeinheit: 0,1 mm
Zerkleinerung sperriger weicher bis mittelharter sowie fasriger Materialien	Labor-Schneidemühle mit Siebeinsatz (0,5 mm)	max. Aufgabengröße: < 10 cm; erreichte Endfeinheit: 0,5 mm
Pulverisierung des gemahlenen Materials	Achat-Mörser	erreichte Endfeinheit: 0,063 mm

4.3 Low-level-Gammaspektrometrie

Die Messungen der im Boden befindlichen Radionuklide erfolgte über die von ihnen ausgesandte Gammastrahlung mittels Low-Level-Gammaspektrometrie. Diese stellt eine geeignete Methode zur Messung niedrigster Radioaktivitäten insbesondere bei Fragestellungen zur Umweltradioaktivität dar. Mit dieser Methode besteht die Möglichkeit, mehrere Nuklide gleichzeitig quantitativ zu bestimmen, ohne die Probe zu zerstören. Die Methode arbeitet sehr sicher, da sie keinerlei chemische Probenaufbereitung bzw. -trennung benötigt. Sie ist sehr anwenderfreundlich und besitzt eine hohe Selektivität.

Im Rahmen dieser Arbeit wurden die Messungen auf einem 36% p-type bzw. 38% n-type HPGe-Detektor mit passiver und aktiver Abschirmung durchgeführt (Abb. 10 und 11). HPGe-Detektoren, bestehend aus einem hochreinen Germanium-Einkristall, sind besonders wegen der verhältnismäßig hohen Dichte des Germaniums und damit verbunden einem höheren Absorptionskoeffizienten für γ -Strahlung für den Photonenenergiebereich ab etwa 20 keV geeignet (DEBERTIN & HELMER 1988, STOLZ 1990, LIESER 1991).

Zur Unterdrückung der Eigenleitfähigkeit des Detektors sowie zur Reduzierung des Rauschens vom Vorverstärker wird die Temperatur mit Hilfe flüssigen Stickstoffs auf 77 K herabgesetzt.

Die Abschirmung des Detektors verhindert das Eindringen von Umgebungsstrahlung in den Detektor. Um diesen Abschirmungseffekt noch zu erhöhen ist der 36 % p-type HPGe-Detektor zusätzlich mit Vetodetektoren (aktive Abschirmung, Abb.10) gekoppelt. Die Impulse, die durch die Höhenstrahlung im Detektor entstehen und die den Nulleffekt anheben würden, werden so durch die Antikoinzidenzelektronik entfernt (PREUBE 1993).

Im Gegensatz zum 36% p-type Detektor besitzt der 38% n-type Detektor keine aktive Abschirmung in Form von Vetodetektoren (Abb. 11). Der große Vorteil dieses Detektors besteht in der höheren Nachweiseffektivität im niederenergetischen Bereich. So kann die Aktivität von ^{210}Pb bei 46,5 keV problemlos bestimmt werden.

Die Bestimmung der Aktivität (A) der Radionuklide in der Probe erfolgte zum einen unter Verwendung geeigneter Standardproben mit bekannter Aktivität, zum anderen über die energieabhängige Nachweiseffektivität, die Photopeakeffektivität $\eta(E)$.

Die für die vorliegenden Messungen verwendeten Standards sind in Tabelle 10 ersichtlich.

Tabelle 10: Quantitative Analyse der γ -Spektren

<i>Radionuklide</i>	<i>Quantitative Analyse</i>	<i>Bemerkung</i>
<i>Marinellibecher</i>		
U-Reihe	UMb-Standard	30 g IAEA-S7 + 2 kg SiO_2 *
Th-Reihe	ThMb-Standard	15 g IAEA-S16 + 2 kg SiO_2 *
^{40}K	KMb-Standard	100 g KCl + 2kg SiO_2 *
^{137}Cs , ^{134}Cs (^{241}Am)	CsMb-Standard	50,5 g IAEA-135 + 501.1 g SiO_2 *
^{125}Sb , ^{241}Am	NAS γ -Mix-Standard	North American Scientific Inc. γ -Mix-Standard (Einzelanfertigung mit einer Dichte von ca. 1 g/cm ³)
^7Be , ^{207}Bi	Nachweiseffektivität $\eta(E)$	
<i>Dosengeometrie</i>		
U-Reihe	RGU-1-Standard	IAEA, Basis: SiO_2 (kommerziell erhältlich)
Th-Reihe	RGTh-1-Standard	IAEA, Basis: SiO_2 (kommerziell erhältlich)
^{40}K	RGK-1-Standard	IAEA, Basis: K_2SO_4 (kommerziell erhältlich)
^{137}Cs , ^{134}Cs	IAEA-300-Standard	(kommerziell erhältlich)
^{125}Sb , ^{241}Am	Nachweiseffektivität $\eta(E)$	
^7Be , ^{207}Bi	Nachweiseffektivität $\eta(E)$	
* Herstellung: TU Bergakademie Freiberg, Institut für Angewandte Physik, Werner Preuße		
Mb Marinellibecher-Standard		

Die Zählausbeute η ist abhängig von der Strahlungsenergie, der Art des Detektors und der Messgeometrie, der Selbstabsorption der Strahlung im Präparat, der Strahlung sowie der Häufigkeit der vom Detektor erfassten Zerfallsprozesse. Die Ergebnisse werden bezüglich der Probenselbstabsorption korrigiert.

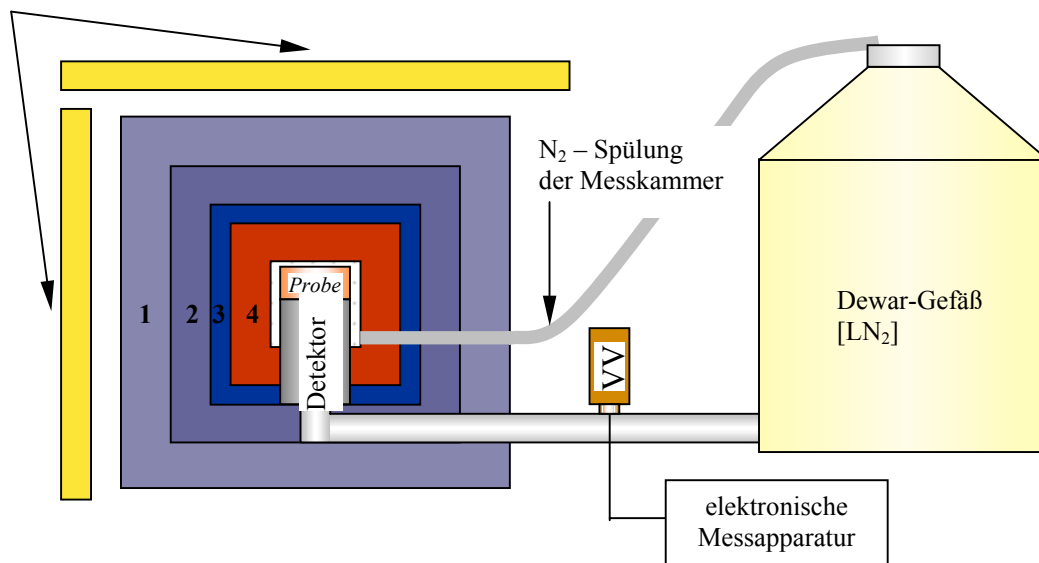
In Abb. 12 ist die bestimmte Nachweiseffektivität für den 36 % p-type Detektor beispielhaft dargestellt.

Bedingt durch die Umgebungsstrahlung wird der Nulleffekt verursacht, den der Detektor ohne Messpräparat registriert. Möglichkeiten zur Unterdrückung des Nulleffektes sind wie oben beschrieben, die Anwendung geeigneter Abschirmungsmechanismen sowie die Verwendung radiochemisch hochreiner Detektormaterialien.

Der Untergrund wird für jeden Messplatz bei gegebener Messgeometrie in Form eines Nulleffekt-Spektrums bestimmt. Abb. 13 verdeutlicht beispielsweise den Einfluss, den der Einsatz der aktiven Abschirmung des 36 % p-type Detektors auf die Unterdrückung des Untergrundes hat.

aktive Abschirmung:

Vieldrahtproportionalzählrohre an drei Seiten der Abschirmung

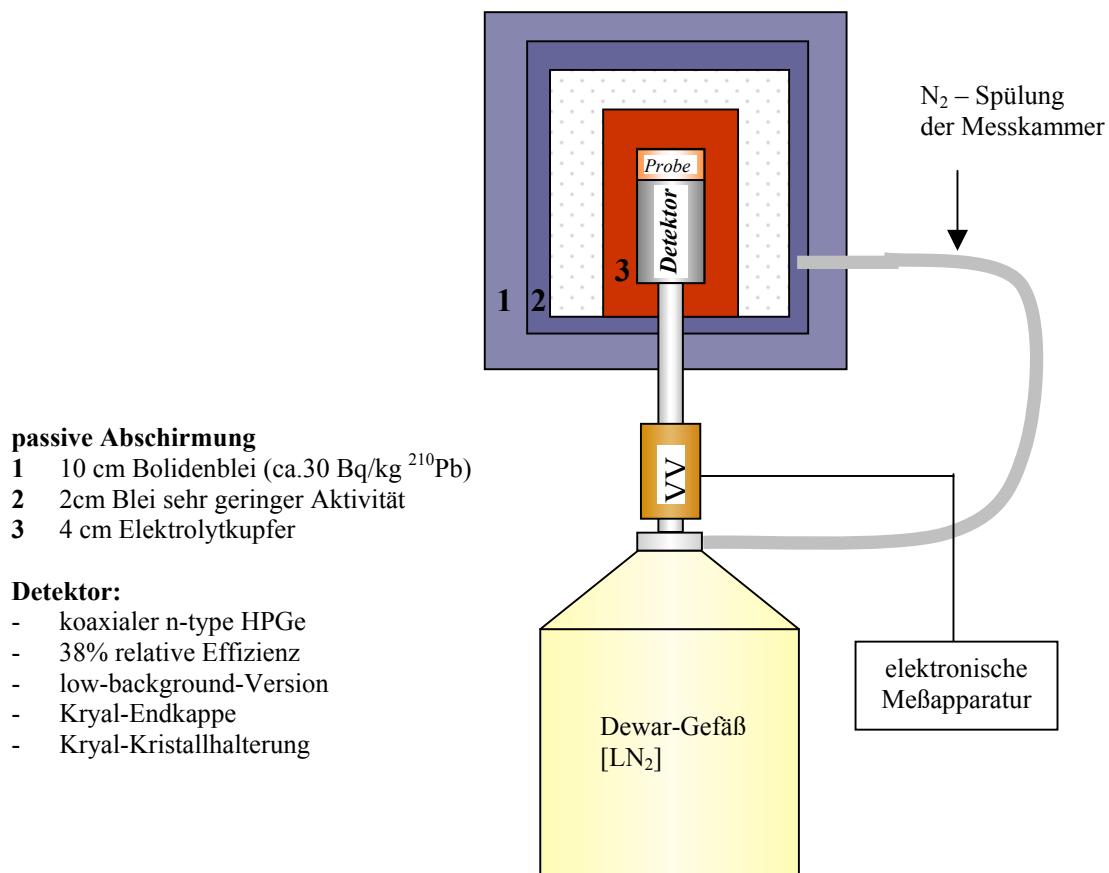
**passive Abschirmung:**

- 4) 4 cm Elektrolytkupfer
- 3) 2 cm doppeldestilliertes Quecksilber
- 2) 4 cm Korea-blei (140 Bq ^{210}Pb /kg)
- 1) 5 cm Strahlenschutzblei

Detektor:

- koaxialer p-type HPGe,
- 36 % relative Effizienz,
- low-background-Version,
- Magnesium-Endkappe
- Kupfer-Kristallhalterung

Abb. 10: Abschirmung des 36 % p-type HPGe-Detektors (schematisch)

**passive Abschirmung**

- 1 10 cm Bolidenblei (ca. 30 Bq/kg ^{210}Pb)
- 2 2cm Blei sehr geringer Aktivität
- 3 4 cm Elektrolytkupfer

Detektor:

- koaxialer n-type HPGe
- 38% relative Effizienz
- low-background-Version
- Kryal-Endkappe
- Kryal-Kristallhalterung

Abb. 11: Abschirmung des 38 % n-type HPGe-Detektors (schematisch)

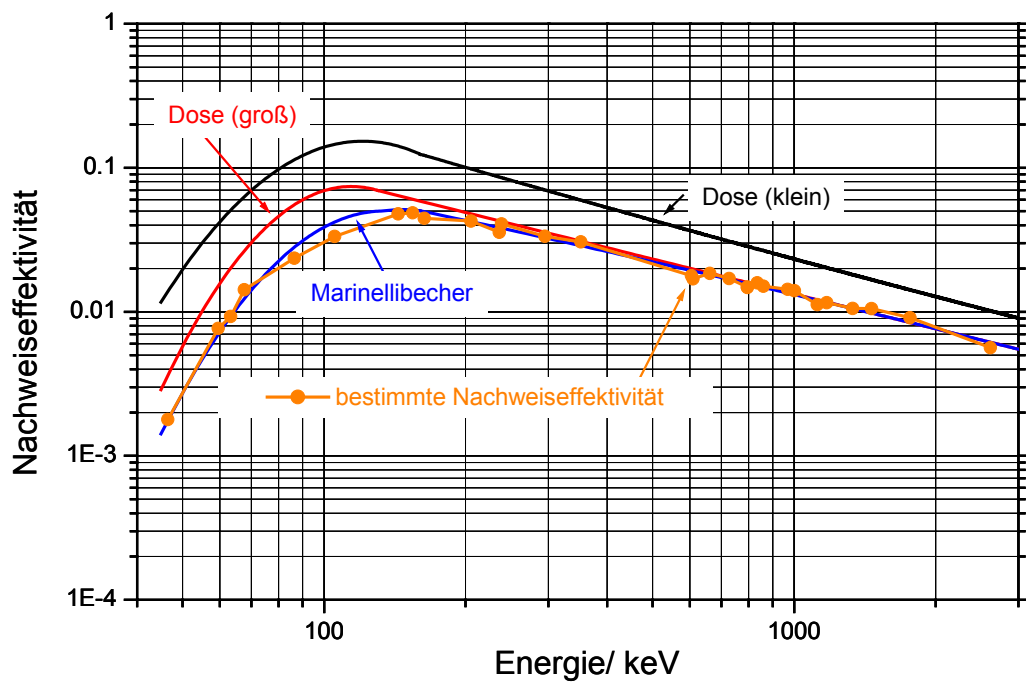


Abb. 12: Nachweiseffektivität für den 36 % p-type HPGe-Detektor

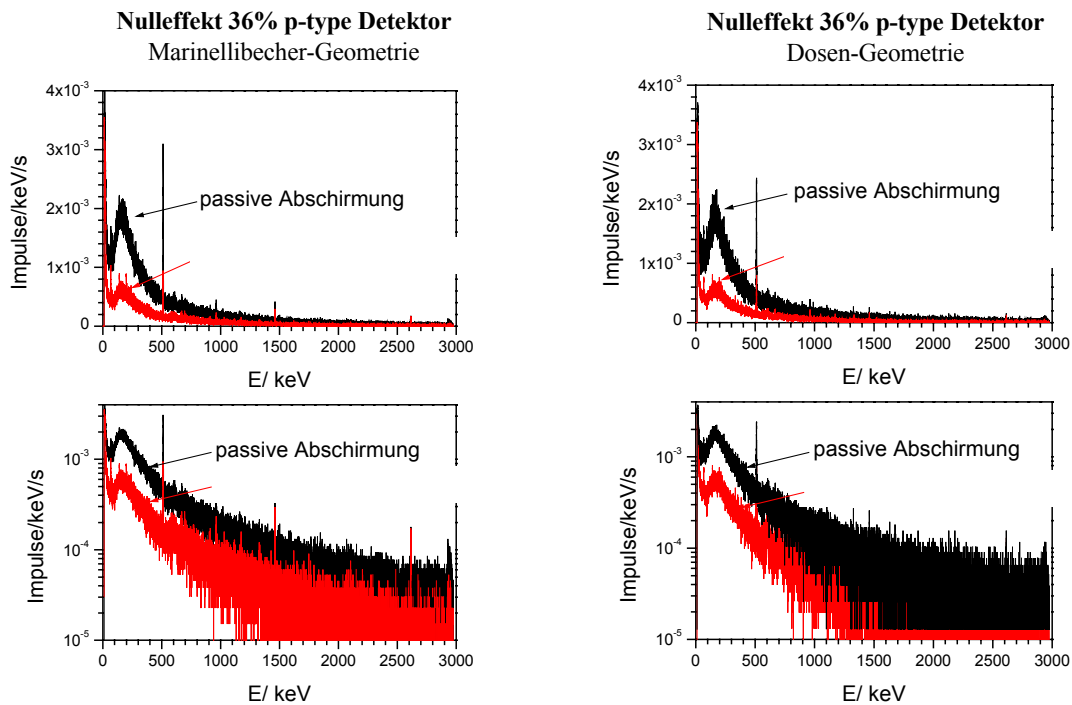


Abb. 13: Nulleffekt-Spektren des 36 % p-type Detektors für unterschiedliche Messgeometrien in Abhängigkeit der Abschirmungsart

Die Radionuklide werden anhand der Energieverteilung ihrer ausgesandten Gammastrahlung identifiziert und ihre Konzentration wird anhand der Strahlungsintensität bestimmt. Die in Form von γ -Strahlung abgegebene Anregungsenergie der Radionuklide wird als Linienspektrum beobachtet, in dem jedem Emittenten ein oder mehrere Energielinien zugeordnet sind (Tabelle 11).

Tabelle 11: Zur Auswertung verwendete Photopeakenergien

Radionuklid	Peakenergie [keV]
^{238}U (über ^{234}Th , $^{234\text{m}}\text{Pa}$)	63, 1001
^{230}Th	67.7
^{226}Ra (über ^{214}Pb , ^{214}Bi)	295, 352, 609, 1120, 1764
^{210}Pb	46.5
^{227}Ac (über ^{227}Th , ^{223}Ra , ^{219}Rn)	236, 154, 271
^{228}Ra (über ^{228}Ac)	911, 969
^{228}Th (über ^{212}Pb , ^{212}Bi , ^{208}Tl)	239, 727, 583, 860, 2614
^{40}K	1460.8
^7Be	477.6
^{125}Sb	428, 600
^{134}Cs	605, 796
^{137}Cs	662
^{207}Bi	570, 1064
$(^{241}\text{Pu} \Rightarrow) ^{241}\text{Am}$	59.5

Die auftretenden Interferenzen der γ -Linien bei 570 keV ($^{207}\text{Bi}/^{134}\text{Cs}$), 796 keV ($^{134}\text{Cs}/^{228}\text{Ac}$) und 1064 keV ($^{207}\text{Bi}/^{228}\text{Ac}$) wurden bei der Auswertung berücksichtigt.

Die Messung erfolgt in den in Abschnitt 4.2 beschriebenen Messgefäßen. Die Marinellibecher umschließen den Detektor, so dass durch diese Vergrößerung der Messoberfläche eine höhere Effektivität (speziell im niederenergetischen Bereich unter 100 keV) erzielt wird. Die Messdose liegt mit einer planaren Grundfläche unmittelbar auf dem Detektor auf. Die mittlere Messzeit betrug pro Marinellibecher-Probe ca. 48 h, für die Proben in der Messdosengeometrie ca. 72 h.

4.4 Messgrenzen

Die Angabe von Messgrenzen verdeutlicht die Leistungsfähigkeit der Messapparaturen. Ausführliche Untersuchungen zur Messempfindlichkeit von HPGe-Detektoren wurden von PREUBE (1993) und DEGERING (1988) durchgeführt. Zur Auswertung der Messergebnisse wurde das Programm Gammavision benutzt (ORTEC 1994). Dieses Programm berücksichtigt bei der Bestimmung der Messunsicherheiten den statistischen Fehler der Zählraten der Messung. Der statistische Fehler der Zählraten der Standardmessungen wurde gesondert ermittelt. Zur Bestimmung der Nachweisgrenze (L_D) der zur Messung verwendeten Low-level HPGe-Detektoren wurde das Currie-Kriterium angewendet. (CURRIE 1968). Danach muss die Peakfläche einer nachweisbaren Linie $\geq 3 \cdot \sqrt{UG}$ sein, wobei UG die Summe der Kanalinhalt der Untergrundkanäle unter der Peakfläche ist.

Im Folgenden soll die Bestimmung der Nachweisgrenze am Beispiel der Messung von ^{207}Bi auf dem 38 % n-type HPGe Detektor erläutert werden.

Beispiel:

Zugrunde liegt die Probe L9 mit einer Masse von 0,26 kg und einer Dichte von 357,8 kg/m³ in Marinellibecheergeometrie. Die Impulszahl (n) der Peakfläche (ohne Untergrund) beträgt 126 ± 18.

Die totzeitkorrigierte Messzeit (t_{live}) beträgt 82893 s

Die Impulsrate (I) wird berechnet:

$$I = dN/dt = n/t_{\text{live}} = 1,54 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$$

Über die Photopeakeffektivität bei 1064 keV wurde die ²⁰⁷Bi-Aktivität (A) der Probe berechnet. Sie beträgt:

$$A = 0,13 \text{ Bq}$$

Die Summe der Impulszahl der Untergrundkanäle unter der Peakfläche (UG) beträgt 76.

Entsprechend des Currie-Kriteriums gilt:

$$L_D = 3 \cdot \sqrt{UG} = 26$$

Die Peakfläche der nachweisbaren ²⁰⁷Bi-Linie bei der Messung auf dem 38 % n-type HPGe Detektor muss also größer als 26 sein.

Es ergibt sich eine Impulsrate für die Nachweisgrenze (I_{NWG}) bei einer Messzeit von 82893s von:

$$I_{\text{NWG}} = 3 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$$

Daraus ergibt sich, dass die Nachweisgrenze zur Bestimmung des Radionuklids ²⁰⁷Bi auf dem 38 % n-type HPGe Detektor unter den aufgeführten Randbedingungen bei einer Aktivität von

$$A = 0,03 \text{ Bq} \quad \text{liegt.}$$

4.5 Pedophysikalische und pedochemische Untersuchungen

Siebanalyse: Mittels Siebanalyse wurde die Korngrößenverteilung des Substrats bestimmt. Die Analyse wurde entsprechend der DIN 19683, Blatt 1 durchgeführt. Der Skelettboden der getrockneten Probe (>2 mm) wurde durch einen Siebrahmen abgesiebt, der Feinboden in einer Siebapparatur geschüttelt. Die Fraktionstrennung erfolgte in Grobsand (0,63 – 2,0 mm), Mittelsand (0,2 – 0,63 mm), Feinsand (0,063-0,2 mm) und Schluff (Silt) (< 0,063 mm). Von einer Nasssiebung wurde abgesehen, um vorzeitige Lösungsvorgänge auszuschließen. Ergebnisse der Siebanalyse sind in Anlage IX zusammengefasst.

In Tabelle 12 sind die relativen Fehler der Messungen jedes Bodenprofils ersichtlich.

Tabelle 12: Relative Fehler der Siebanalysen

relativer Fehler [%]	Probenahmeflächen					
	Laußnitz	Olbernhau I	Olbernhau II	Colditz	Leipzig	Bad Schandau
Minimum	1.2	0.1	6.0	0.2	2.5	0.1
Maximum	39.0	28.2	19.3	18.0	22.3	1.6
Mittel	6.0	3.3	14.5	2.3	9.2	0.6

Glühverlust: Der Anteil der organischen Substanz im Boden (SOM – soil organic matter) wurde mit Hilfe des Glühverlustes bestimmt.

Die bei 105° bis zur Gewichtskonstanz getrocknete Probe wurde ca. 6 h bei 400°C im Muffelofen verascht. Einschränkungen bei der Anwendung dieser Methode zur Beurteilung des Gehaltes an SOM werden in der Literatur ausführlich diskutiert (BARSCH et al. 1984, BARSCH et al. 2000, SCHLICHTING et al. 1995). Die Hauptfehlerquelle besteht darin, dass in der Temperaturspanne zwischen 105 – 400°C nicht ausschließlich die Abbauprodukte der organischen Substanz entweichen. Wasserabgabe von Tonmineralen, Dehydratisierung von Hydroxiden, CO₂-Freisetzung oder auch unvollständige Veraschung des organischen Materials können das Analyseergebnis beeinflussen. Um diese Fehlerquellen weitestgehend auszuschließen, wurden die Proben zur Festlegung der optimalen Veraschungstemperatur einer differentiellen Thermogravimetrie unterzogen (Abschnitt 4.6). Die Ergebnisse der Glühverlustbestimmungen sind in Anlage XI zusammengefasst. Die Glühverlustangaben der Versuchsfläche Leipzig stellte die Fakultät für Physik und Geowissenschaften der Universität Leipzig freundlicherweise zur Verfügung (HAASE & SCHNEIDER 2001).

pH-Wert: Die pH-Werte der Bodenproben wurden entsprechend des Methodenleitfadens für das Level-II-Programm der europäischen Dauerbeobachtungsflächen (BML 1997) durchgeführt. Die Bestimmung erfolgte bei durchschnittlicher Raumtemperatur von 21° C in 0,01 M CaCl₂-Lösung mittels pH-Einstabmesskette mit integriertem Temperaturfühler pH 320 /SET der Fa. WTW Weilheim. Als Kalibrierlösung wurden die technische Pufferlösung pH 4,01 sowie der Standard WTW pH 7 verwendet. Die gerätebedingte Standardabweichung der Messwerte beträgt 1%. Eine Übersicht der pH-Werte der untersuchten Bodenprofile ist in Anlage X ersichtlich.

4.6 Mineralogische Untersuchungen

Röntgendiffraktometrie: Im mineralogischen Labor der TU Bergakademie Freiberg wurde an ausgewählten Proben eine qualitative und quantitative Analyse der Mineralzusammensetzung mittels Röntgendiffraktometrie durchgeführt. Die Analyse der pulverisierten Proben erfolgte am Philips-Diffraktometer PW 3020 mit automatischer Divergenzblende und Graphitmonochromator (Co-Strahlung; 40 kV, 30 mA). Die Texturpräparate zur Tonmineralidentifikation wurden mit Hilfe des Diffraktometers Seifert-FPM URD-6 mit automatischer Divergenzblende und Graphitmonochromator (Co-Strahlung; 40 kV, 30 mA) gemessen. Im Vorfeld der Analyse erfolgte eine Anreicherung der Tonminerale durch Fraktionierung sowie die Entfernung von Organik und Eisenoxiden. Die lufttrockenen Proben wurden 12 Stunden über Ethylenglykol gelagert und anschließend auf 550°C erhitzt. Eine quantitative Aussage zum Mineralbestand war auf Grund des hohen Anteils an Restorganik nicht für jede Probe möglich. Aus diesem Grund wurden ergänzend Untersuchungsergebnisse des LAF GRAUPA herangezogen (Abschnitt 5.4).

Differenzial-Thermogravimetrie: Ausgewählte Proben wurden einer Differenzial-Thermogravimetrischen Analyse unterzogen, um die optimale Veraschungstemperatur zur Bestimmung des Glühverlustes zu ermitteln. Der zur Analyse verwendete kombinierte Analysator SETARAM TG-DTA 92-16 registriert gleichzeitig die Änderung des Wärmeverhaltens der Probe (Differentialthermoanalyse), Gewichtsveränderungen (Thermogravimetrie) sowie die Geschwindigkeit der Gewichtsveränderung (Differentialthermogravimetrie) in Abhängigkeit von der Temperatur. Als Spülgas wurde Luft

verwendet. Die Analysenergebnisse belegen, dass die endotherme Reaktion der OH-Ionenfreisetzung aus den hydratisierten Zwischenschichten der Tonminerale in den analysierten Proben ab ca. 400°C beginnt. In der Regel ist die exotherme Reaktion der Verbrennung der organischen Substanz bei dieser Temperatur abgeschlossen (Anlage XII). Davon ausgehend, wurde die Veraschungstemperatur zur Bestimmung der SOM auf 400°C festgelegt.

ICP MS-Spektren zur Bestimmung der Uran-, Th- und Pb-Gehalte ausgewählter Proben wurden im Geochemisch-analytischen Labor der TU Bergakademie Freiberg mit dem Quadrupol-Massenspektrometer Elan 5000 der Fa. Perkin Elmer aufgenommen. Die Standardabweichung des Gerätes beträgt bei $n = 3$ Mehrfachmessungen ca. 2%. Die Analyse des geochemischen Referenzmaterials GBW 07105 (Basalt) ergab folgende Werte (Tabelle 13):

Tabelle 13: Mittelwerte, Standardabweichungen und Sollwerte bei der Elementbestimmung in der Standardprobe GBW 07105

Element	\bar{X} [$\mu\text{g/g}$]	S [$\mu\text{g/g}$]	Soll [$\mu\text{g/g}$]
<i>U</i>	1.59	0.21	$1.4 \pm 0,2$
<i>Th</i>	6.37	0.45	6.0 ± 0.5
<i>Pb</i>	7.32	1.57	7.2 ± 1.2
\bar{X}	Mittelwert der Messungen		
S	Standardabweichung		
Soll	Elementgehalt in der Probe (Sollwert)		

Im Schleiflabor des Institutes für Geologie wurden **Ringanschliffe** für **mikrophotometrische Aufnahmen** bei Fluoreszenzanregung angefertigt. Die Aufnahmen erfolgten an der Mikrosonde DM RXE der Fa. Leitz im Labor für Organische Petrologie des Institutes für Geologie.

4.7 Methodik der ^{210}Pb -Altersbestimmung in Böden

Mit Hilfe der Altersbestimmung von ^{210}Pb sollen detaillierte Informationen über vertikale Verlagerungsgeschwindigkeiten der Radionuklide im Boden sowie über das Alter des entsprechenden Bodenmaterials gewonnen werden.

Die Berechnung der ^{210}Pb -Alter beruht auf einer von APPLEBY & OLDFIELD (1978) vorgestellten Methode, die zur Bestimmung des Alters von Seesedimenten angewandt wird. Ausgangspunkt des Modells ist der kontinuierliche, atmosphärische Eintrag von ^{210}Pb in die sich auf dem Seegrund ablagernden Sedimente. Berücksichtigt werden Veränderungen in der Akkumulationsgeschwindigkeit.

Ogleich auf Waldböden keine Sedimentablagerung im eigentlichen Sinn stattfindet, erfolgt doch ein kontinuierlicher Eintrag organischen Materials, bedingt durch den jährlichen Streufall und Vegetationsverrottung. Dazu kommt der atmosphärische Eintrag von ^{210}Pb . So kann man davon ausgehen, dass auf der Bodenoberfläche eine definierte Menge organischen Materials mit einer bestimmten ^{210}Pb -Konzentration akkumuliert wird. Auf Grund der bevorzugten Komplexbildung von Blei-Ionen mit Huminstoffen wird von einer starken Bindung des ^{210}Pb an die entsprechende Streuschicht bzw. deren Zersetzungsprodukte ausgegangen. Somit entspricht das berechnete ^{210}Pb -Alter dem Alter des Trägermaterials.

Durch den sich ständig wiederholenden Akkumulationsvorgang nimmt die ^{210}Pb -Aktivität, bedingt durch den radioaktiven Zerfall, nach unten hin ab.

Migrationsvorgänge des ^{210}Pb mit der Bodenlösung werden in diesem Modell nicht berücksichtigt, können aber in Böden mit einem pH-Wert deutlich unter 4 negative Auswirkungen auf das Ergebnis haben. Für die Berechnung wird nur die Aktivität des ^{210}Pb -Überschusses, der aus dem Emanationsvorgang des ^{222}Rn resultiert (Abschnitt 2.1), herangezogen.

Modell

Zunächst erfolgt die Bestimmung der ^{210}Pb -Eintragsmenge.

Unter der Voraussetzung, dass die ^{210}Pb -Eintragsrate konstant ist, wird die flächenspezifische Eintragsrate (E_A) des ^{210}Pb -Überschusses für einen bestimmten Zeitraum (dt) auf eine definierte Fläche (F_P) bestimmt:

$$E_A = dA_0/dt \cdot F_P = \text{constant} \quad [\text{Maßeinheit, Bq/m}^2 \cdot \text{a}] \quad [6]$$

A_0 = Eintragsaktivität zum Zeitpunkt $t = 0$

Die Flächenaktivität des ^{210}Pb -Überschusses des gesamten Profils ($A_{\text{Üg}}$) bei unendlich langer Eintragszeit wird berechnet :

$$A_{\text{Üg}} = \int_0^{\infty} dA(t) \quad [7]$$

$$A_{\text{Üg}} = \int_0^{\infty} E_A \cdot F_P \cdot e^{-\lambda t} \cdot dt \quad [8]$$

$$A_{\text{Üg}} = E_A \cdot F_P \cdot 1/\lambda \quad [9]$$

$$E_A = \lambda \cdot A_{\text{Üg}} / F_P \quad [10]$$

Unter der Annahme eines unendlich langen Eintragszeitraumes entspricht die Eintragsaktivität (E_A) von ^{210}Pb der Aktivität der umgewandelten ^{210}Pb -Kerne. Es stellt sich ein Gleichgewichtszustand zwischen eingetragenen und umgewandelten ^{210}Pb -Kernen ein.

Entsprechend der beschriebenen Gleichungen 7-9 zur Bestimmung der Flächenaktivität des gesamten ^{210}Pb -Überschusses, gilt für die bis zur Tiefe (x) aufsummierte Aktivität (A_x), die in einer entsprechenden Zeitspanne $0 \leq t \leq t_x$ eingetragen wurde:

$$A_x = \int_x^0 dA(x) \quad [11]$$

entsprechend (Gleichung 8):

$$A_x = \int_0^{t_x} E_A \cdot F_P \cdot e^{-\lambda t} \cdot dt \quad [12]$$

$$A_x = E_A \cdot F_P \cdot \int_0^{t_x} e^{-\lambda t} \cdot dt \quad [13]$$

$$A_x = E_A \cdot F_P \cdot (1 - e^{-\lambda t_x}) \cdot 1/\lambda \quad [14]$$

entsprechend (Gleichung 9):

$$A_x = A_{\text{Üg}} \cdot (1 - e^{-\lambda t_x}) \quad [15]$$

Aus Gleichung 15 wird die Zeit (t_x) ermittelt, die zwischen dem Eintragszeitpunkt und dem Zeitpunkt der Probenahme (t) vergangen ist. Diese Zeit entspricht dem Alter der Schicht in der Tiefe $x(t_x)$.

$$t_x = -1/\lambda \cdot \ln(1 - A_x/A_{\text{Üg}}), \quad (A_x < A_{\text{Üg}}) \quad [16]$$

Obwohl die Mobilisierung des Bleis in dem beschriebenen Modell außer Acht gelassen wurde und das Modell somit keine Beschreibung von Migrations- bzw. Akkumulationsvorgängen durch Lösungs- oder Fällungsreaktionen zulässt, ist eine Anwendung des Modells für die untersuchten Bodenprofile aus folgenden Gründen gerechtfertigt:

Die Eintragsdauer für ^{210}Pb aus der Atmosphäre ist unendlich lang, da man von einem Vorgang ausgeht, der seit der Gesteinsentstehung anhält. Auf Standorte, die für lange Zeit ungestört blieben kann die Altersbestimmung von Bodenschichten demzufolge wie oben beschrieben angewendet werden. In kultivierten Wäldern unterliegen die oberen Bodenschichten jedoch oft Veränderungen durch intensive Bodenbearbeitung (Rodung, Neuaufforstung, Aufbringen neuer Erde). Treten solche anthropogenen Veränderungen in einem Zeitraum auf, in dem der ^{210}Pb -Überschuss noch nachweisbar ist (mindestens drei Halbwertszeiten ≈ 60 Jahre) muss die Modellrechnung bezüglich des Zeitraumes für den Gesamteintrag des ^{210}Pb -Überschusses korrigiert werden.

Für die Berechnung der gesamten Flächenaktivität des ^{210}Pb -Überschusses des gesamten Profils galt:

$$A_{\text{Üg}} = \int_0^{\infty} E_A \cdot F_P \cdot e^{-\lambda t} \cdot dt \quad [8]$$

Die Lösung des Integrals mit einem endlich langen Eintragszeitraum (Δt) lautet:

$$A_{\text{Üg}} = \int_0^{\Delta t} E_A \cdot F_P \cdot e^{-\lambda t} \cdot dt \quad [17]$$

$$A_{\text{Üg}} = E_A \cdot F_P \cdot (1 - e^{-\lambda \Delta t}) \cdot 1/\lambda \quad [18]$$

Die Berechnung des Gesamteintrages wird folglich um den Faktor $(1 - e^{-\lambda \Delta t})$ erweitert.

Die Gesamteintragsrate von ^{210}Pb wird errechnet nach:

$$E_A = \frac{\lambda \cdot A_{\text{Üg}}}{(1 - e^{-\lambda \Delta t}) \cdot F_P} \quad [19]$$

Diese Korrektur wurde für die Altersbestimmung des Profils Laußnitz angewandt. In Laußnitz fand vor ca. 87 Jahren vom Zeitpunkt der Probenahme (1999) gerechnet, nach einer Rodung eine komplette Neuaufforstung mit zusätzlichem Erdauftrag statt.

Eine Bestimmung des ^{210}Pb -Alters für das Leipziger Auenwaldprofil war auf Grund des fehlenden ^{210}Pb -Überschusses nicht möglich (Abschnitt 7.2).

5 Untersuchungsergebnisse

5.1 Künstliche Nuklide

Die folgenden Aussagen zur Verteilung der künstlichen Radionuklide (Anlage VI) beschränken sich zunächst auf die Profile Laußnitz, Olbernhau I und II, Colditz und Bad Schandau. Das Profil Leipzig wird im Anschluß gesondert betrachtet.

In den Bodenprofilen wurde ^{137}Cs , im Gegensatz zu allen anderen bestimmten künstlichen Nukliden, über die gesamte Profillänge nachgewiesen. Das deutet auf eine höhere Mobilität von Cäsium innerhalb des Profils im Vergleich zu anderen künstlichen Nukliden hin. Das absolute Aktivitätsmaximum des ^{137}Cs -Peaks liegt in den Of/Oh-Horizonten. In diesen Auflagehorizonten waren zum Zeitpunkt der Probenahme ca. 70 – 80 %, in Colditz 44 % des ^{137}Cs gebunden (Tabelle 14), obwohl nach RÖMMELT et al., (1990) in der organischen Auflage kaum spezifische Cs-fixierende Austauschplätze vorhanden sind. Untersuchungen von WITKAMP & AUSMUS (1976) belegen eine relativ schwache Bindungsstärke von Cs in den Humusschichten. Berechnungsversuche radioaktiver Blattstreu zeigten nach zweitägiger Beregnung eine Cs-Restaktivität von 30%. Nach 12-16 Beregnungstagen wurde eine Wertekonstanz von 5-10 % der Ausgangsaktivität erreicht. Eine ähnliche mobilisierbare Cäsiummenge wurde in der Bodenlösung eines bayrischen Waldstandortes von BRÜCKMANN (1992) nachgewiesen. In der Bodenlösung des Oh-Horizonts wurde eine Aktivitätskonzentration von $1,5 \pm 0,84$ bis $2,8 \pm 1,5$ Bq/l gemessen, im Ah-Horizont $0,1 \pm 0,1$ bis $1,2 \pm 0,35$ Bq/l.

Eine Ursache der hohen Cs-Anreicherung in den humosen Auflagehorizonten ist in der Besiedlung dieses Substrates durch Mikroflora, insbesondere durch Pilze zu suchen. Besonders die Bodenflora saurer Waldstandorte wird von Pilzen dominiert (ANDERSON & DOMSCH 1980). Einige dieser Pilze (Basidiomyceten) können bis zu 70 – 80 % der mikrobiellen Biomasse ausmachen und bilden teilweise Fruchtkörper mit sehr hoher Cs-Aktivität (RÖMMELT et al. 1990).

Das Radionuklid ^{134}Cs wurde ebenfalls in diesem Bereich (in den oberen 5-10 cm Bodentiefe) bestimmt. Das Aktivitätsverhältnis beider Cs-Nuklide zueinander in den organischen Auflagehorizonten der Profile stimmt innerhalb des Fehlerlimits mit dem für den Tschernobylunfall angegebenen Verhältnis überein. Folglich enthalten diese Horizonte vorrangig abgestorbenes Pflanzenmaterial aus der Zeit des Tschernobylunfalls (SCHLENKER et al. 2001). Während in den Profilen Laußnitz (Abb. 14/1) und Bad Schandau (Abb. 18/1) der ^{137}Cs -Peak eindeutig im Oh-Horizont fixiert ist (sowohl Waffencäsium als auch Tschernobylcäsium), ist in den beiden Olbernhauer Profilen (Abb. 15/1 und 16/1) sowie im Profil Colditz (Abb. 17/1) ein deutlicher Doppelpeak erkennbar. Das Aktivitätsmaximum in den Of/Oh-Horizonten der drei Profile wird im Wesentlichen durch Tschernobylcäsium herbeigeführt, während in den Ah-(Colditz) und A(h)e-Horizonten (Olbernhau I, II) eine stärkere Dominanz des Waffencäsiums festgestellt wurde. Eine auffällige Besonderheit der beiden Olbernhauer Profile ist die lokale Anreicherung von Waffencäsium bei gleichzeitiger Abreicherung des Tschernobylcäsiums innerhalb des Tschernobylcäsiumpeaks (Abb. 15/2 und 16/2).

GREENLAND (1971) führte Untersuchungen zur Wechselwirkung zwischen Tonmineralen und organischen Komponenten durch. Seine Analysenergebnisse bestätigten, dass bei der Polymerisation von Metallhydroxyden an Tonmineraloberflächen die Möglichkeit zur Adsorption von Humin- und Fulvosäuren mit Tonmineralen zu einer schwer löslichen Komplexverbindung, den Ton-Humus-Komplexen gegeben ist. Das Metallion stellt in dieser Assoziation das Bindeglied dar. Möglicherweise ist ein Teil des Waffencäsiums durch die Bildung von Ton-Humus-Komplexen so fest eingebunden, dass es durch andere Substanzen kaum gelöst werden kann.

Tabelle 14: ^{137}Cs -Konzentrationen in den organischen Auflagehorizonten bzw. **kumulativ** in den Auflagehorizonten und den huminstoffakkumulierten Oberbodenhorizonten

Bodenhorizont	^{137}Cs -Konzentrationen [%]					Leipzig
	Laußnitz	Olbernhau I	Olbernhau II	Colditz	Bad Schandau	
L, Of, Oh	81	68	73	44	81	
L, Of, Oh, Ah				93	99.6	
L, Of, Oh, A(h)e bzw. Aeh	90	94	93			
Ah						72

Das Aktivitätsmaximum von ^{125}Sb korreliert in allen Profilen sehr gut mit dem von ^{134}Cs , während eine maximale Anreicherung der Radionuklide ^{241}Am und ^{207}Bi deutlich tiefer, im Übergangsbereich des Oh- zum A-Horizont bzw. direkt im Ah-Horizont (Colditz), zu verzeichnen ist. Ihre Aktivitätsmaxima korrelieren mit dem Peak des Waffencäsiums.

Im Gegensatz zu den Cs-Nukliden beschränkt sich die Ausbreitung von ^{125}Sb , ^{241}Am und ^{207}Bi auf die organischen Auflagehorizonte bzw. auf den zum überwiegenden Teil aus organischem Material bestehenden Ah-Horizont (Colditz). Die Mobilität dieser Radionuklide ist gegenüber den Cs-Nukliden stark eingeschränkt (SCHLENKER 2001). BUNDT (2000) untersuchte die Bodenlösung präferentieller Fließwege in einem Wald im Schweizer Mittelland. Im Ergebnis dieser Studien wurde für ^{137}Cs eine wesentlich höhere Aktivität in der Bodenlösung ermittelt als für ^{241}Am (Tabelle 15).

Tabelle 15: Aktivitäten von Radionukliden in der Bodenlösung präferentieller Fließwege und Flächenaktivitäten der Bodenfestphase (BUNDT 2000)

Tiefe [cm]	Spezifische Aktivität der Radionuklide in der Bodenlösung [Bq kg^{-1}]			
	^{137}Cs	^{241}Am	^{210}Pb	Messfehler
0 – 9	82.6	0.33	60.09	0.03
9 – 20	12.7	0.08	21.22	0.01
20 – 50	4.4	0.015	18.49	0.004
50 – 100	0.9	0.006	20.09	0.002
Flächenaktivitäten der Bodenfestphase [Bq m^{-2}]				
0 – 10	6251	15.9	2144	
10 – 20	1846	7.5	436	
20 – 40	596	3.1	829	
40 – 60	396	0.8	717	

Im Profil Leipzig ist eine leichte Anreicherung von ^{137}Cs im Ah-Horizont zu erkennen, die zu 95-99 % auf das Tschernobylcäsium zurückzuführen ist. Die ^{137}Cs -Aktivität im Leipziger Profil ist um das 6-8-fache geringer als in den anderen untersuchten Profilen (Abb. 19). ^{134}Cs tritt ebenfalls nur in sehr geringen Aktivitätskonzentrationen im Ah-Horizont auf. Weitere künstliche Radionuklide wurden im Leipziger Profil nicht gefunden.

Da die pH-Werte im gesamten Leipziger Profil weit über denen der anderen untersuchten Profile liegen ist eine Mobilisierung der Radionuklide sehr unwahrscheinlich. Der Grund für das Fehlen anderer Radionuklide als Cs, welches hervorragend an Tonmineraloberflächen sorbiert, liegt mit großer Wahrscheinlichkeit an den fehlenden Bindungskapazitäten auf Grund des geringen Anteils an organischem Material.

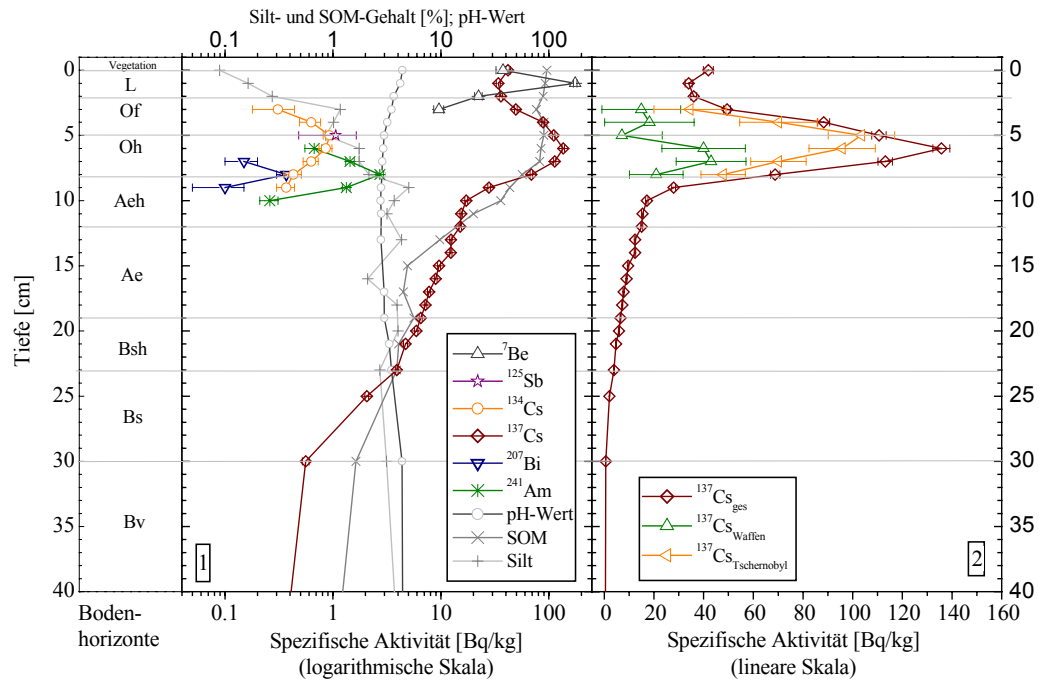


Abb. 14: Profil Laufnitz: [1] Tiefenverteilung der künstlichen und kosmogenen Nuklide;
[2] Tiefenverteilung des Waffen- und Tschernobyl- ^{137}Cs im Vergleich zum gesamten ^{137}Cs ($^{137}\text{Cs}_{\text{ges}}$);

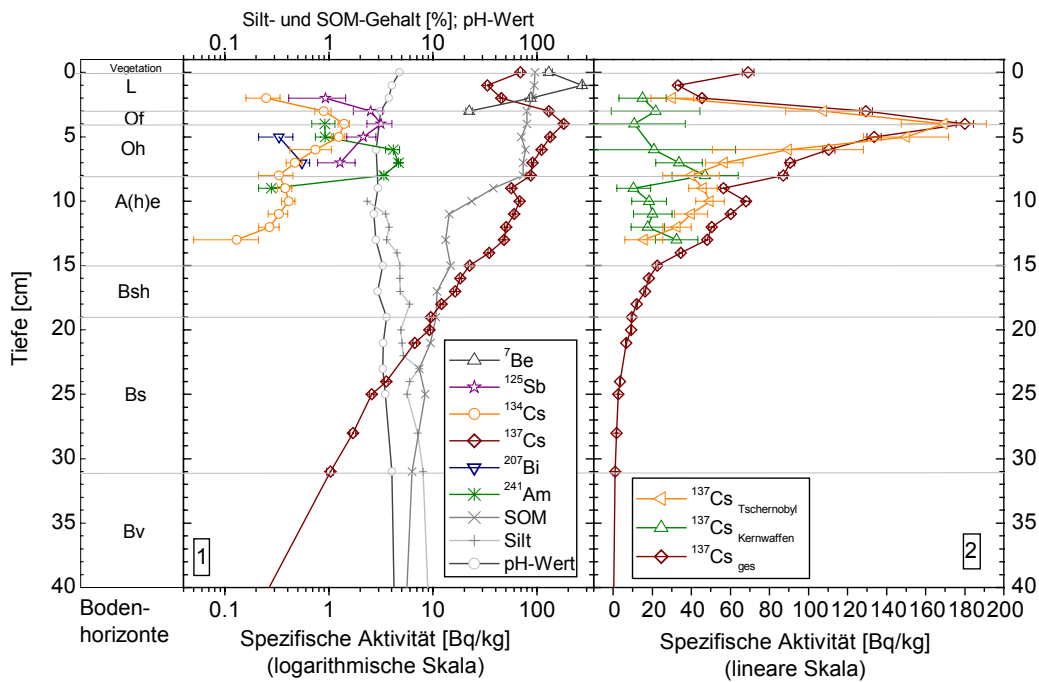


Abb. 15: Profil Olbernhau I: [1] Tiefenverteilung der künstlichen und kosmogenen Nuklide;
[2] Tiefenverteilung des Waffen- und Tschernobyl- ^{137}Cs im Vergleich zum gesamten ^{137}Cs ($^{137}\text{Cs}_{\text{ges}}$);

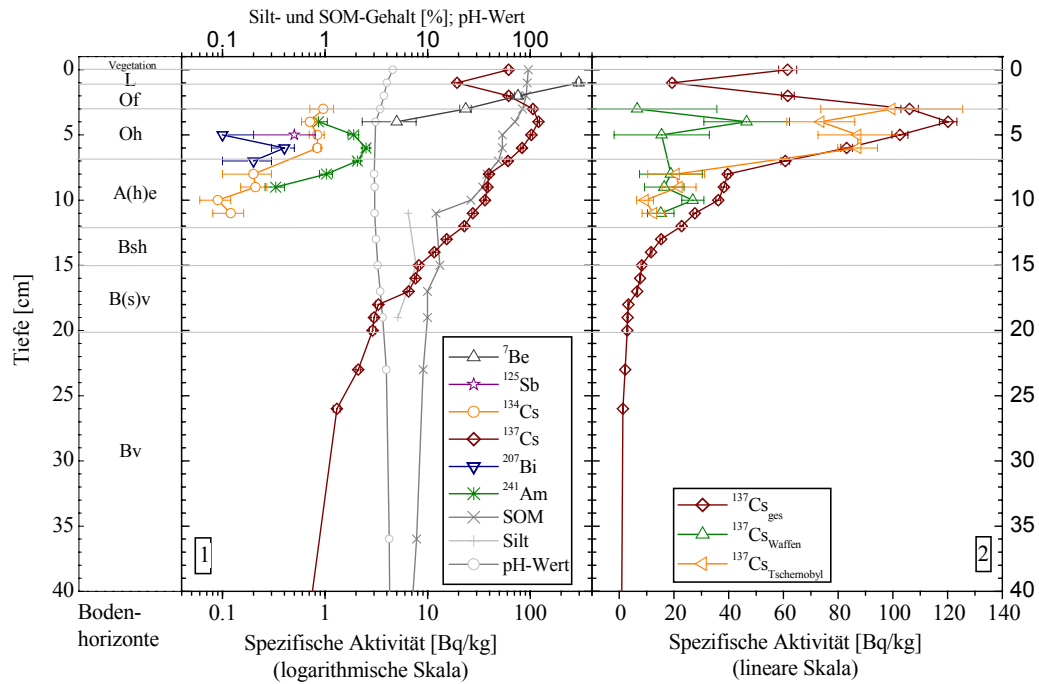


Abb. 16: Profil Olbernhau II: [1] Tiefenverteilung der künstlichen und kosmogenen Nuklide;
[2] Tiefenverteilung des Waffen- und Tschernobyl- ^{137}Cs im Vergleich zum gesamten ^{137}Cs ($^{137}\text{Cs}_{\text{ges}}$);

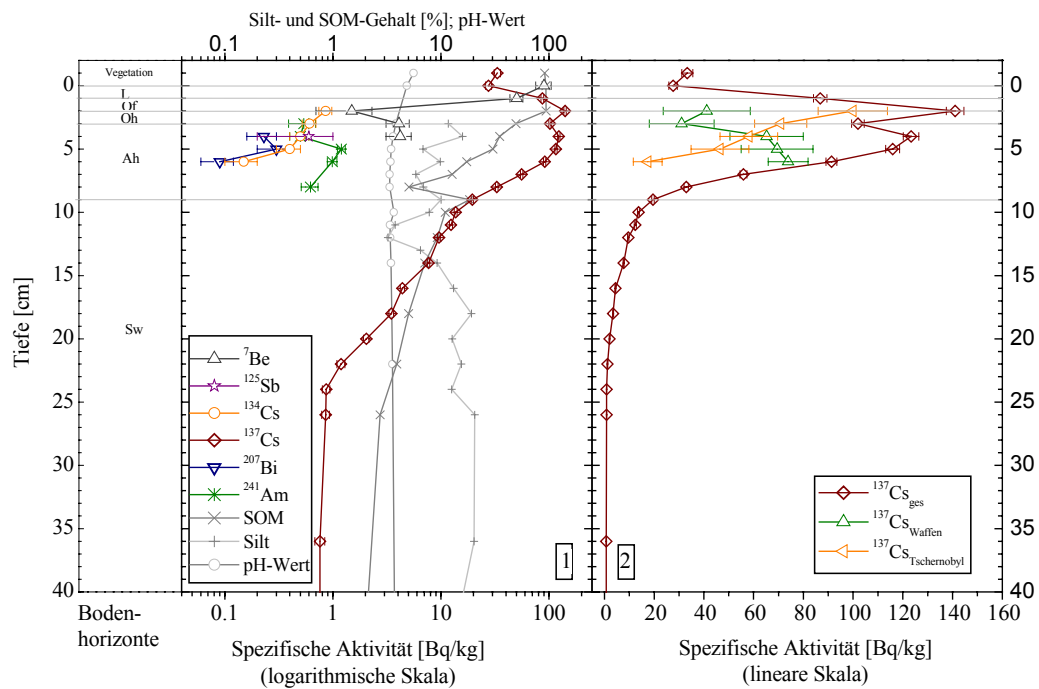


Abb. 17: Profil Colditz: [1] Tiefenverteilung der künstlichen und kosmogenen Nuklide;
[2] Tiefenverteilung des Waffen- und Tschernobyl- ^{137}Cs im Vergleich zum gesamten ^{137}Cs ($^{137}\text{Cs}_{\text{ges}}$);

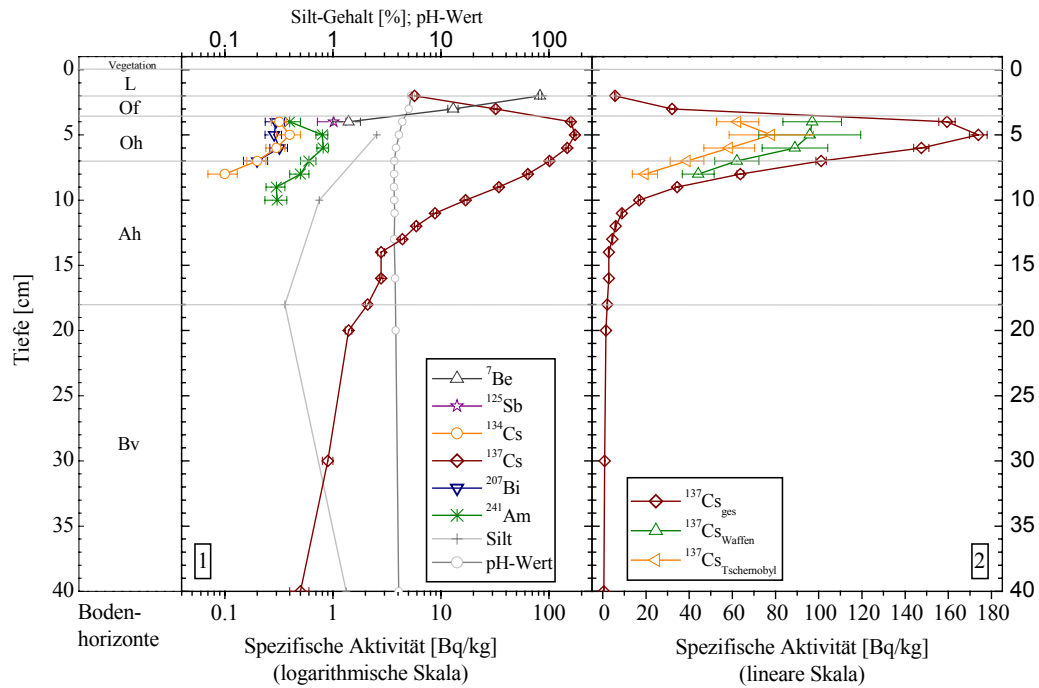


Abb. 18: Profil Bad Schandau: [1] Tiefenverteilung der künstlichen und kosmogenen Nuklide;
[2] Tiefenverteilung des Waffen- und Tschernobyl- ^{137}Cs im Vergleich zum gesamten ^{137}Cs ($^{137}\text{Cs}_{\text{ges}}$);

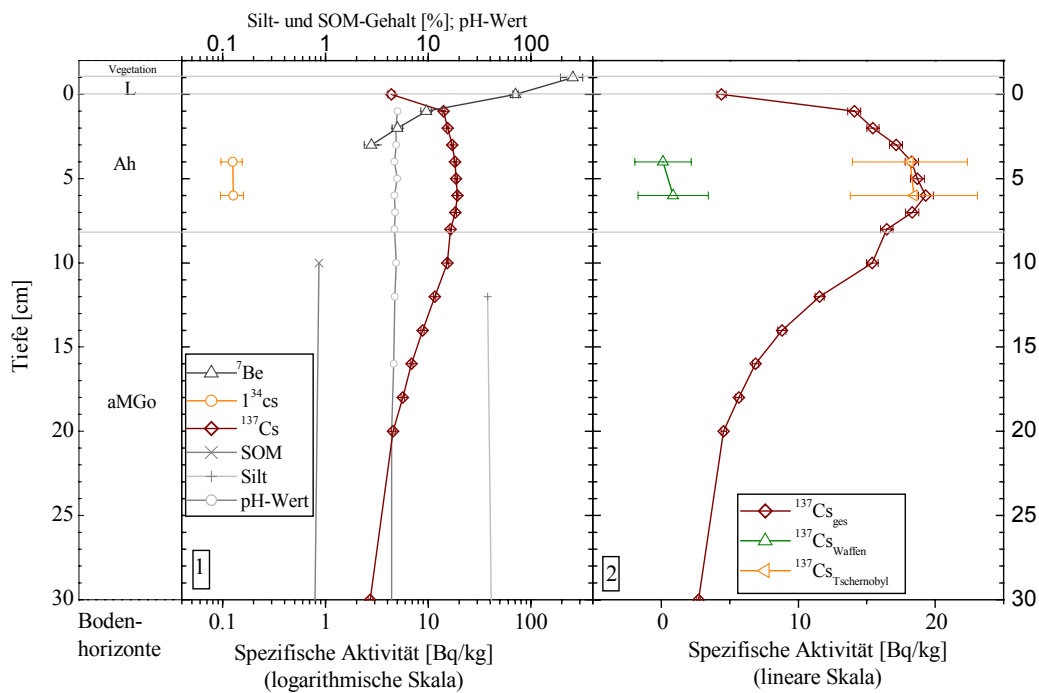


Abb. 19: Profil Leipzig: [1] Tiefenverteilung der künstlichen und kosmogenen Nuklide;
[2] Tiefenverteilung des Waffen- und Tschernobyl- ^{137}Cs im Vergleich zum gesamten ^{137}Cs ($^{137}\text{Cs}_{\text{ges}}$);

5.2 Natürliche Nuklide

Bei der Betrachtung der Aktivitätskonzentrationen der Glieder der natürlichen Zerfallsreihen (Anlage VII) treten eine Reihe radioaktiver Ungleichgewichte auf. Am augenscheinlichsten hebt sich eine deutliche ^{210}Pb -Anreicherung in den organischen Auflagehorizonten (L-, Of-, Oh-Horizonte) der Profile Laußnitz, Olbernhau I und II, Colditz und Bad Schandau heraus. Über die Akkumulation von Blei in der Humusaufgabe von Waldböden sowie über die Korrelation von Schwermetallen mit dem C-Gehalt der Böden wird hinlänglich in der Literatur berichtet (HILDEBRAND 1974, BERGSETH & STUANES 1976, AICHBERGER et al. 1982, METZNER 1991). Im huminstoffakkumulierten Mineralboden (Ah-, A(h)e-, Aeh-Horizonte) nimmt die ^{210}Pb -Aktivität rapide ab und befindet sich im mineralischen Unterboden im Gleichgewicht mit den anderen Gliedern der natürlichen Zerfallsreihen. Diese als Überschussblei bezeichnete Anreicherung in den Auflagehorizonten resultiert in erster Linie aus der atmosphärischen Deposition (Abschnitt 2.2), die zum einen durch die lokale Niederschlagsrate bestimmt wird, zum anderen durch Staubeinträge. Diese trockene Deposition ist besonders in Waldökosystemen sehr effektiv. Durch den Luftfiltereffekt der Waldvegetation kommt es vor allem über das Kronenwerk zur Anreicherung von an Aerosolpartikel gebundenen Stoffen, u.a. von Blei. Dieser Sachverhalt wurde in der einschlägigen Literatur eingehend beschrieben (ULRICH et al. 1979, BRUEMMER et al. 1986, ASCHE & BEESE 1986, FIEDLER & RÖSLER 1987, BRÜCKMANN et al. 1988, MATSCHULLAT et al. 1997, SMUL 1998). VOLAND & GÖTZE (1988) wiesen in diesem Zusammenhang für Elemente mit erhöhten Konzentrationen in Waldböden die ausgeprägtesten Anreicherungen gegenüber den Clarkewerten in Aerosolen nach. Im Leipziger Profil ist lediglich die geringmächtige L-Auflage ^{210}Pb -akkumuliert. Bereits in dem unterlagernden Ah-Horizont ist keine signifikante ^{210}Pb -Erhöhung mehr messbar.

Als weitere Ursache für die ^{210}Pb -Festlegung in den organischen Auflagehorizonten kann die Bildung von stabilen, schwerlöslichen, metallorganischen Komplexen unter oxidierenden Bedingungen (Abschnitt 2.2) angesehen werden. Die von BUNDT (2000) ermittelten Werte für ^{210}Pb in der Bodenlösung belegen eine geringere Bleilöslichkeit im organischen Material im Verhältnis zur Flächenaktivität der einzelnen Tiefenstufen (Tabelle 15). Der geringe Gehalt an organischer Substanz im Bodenprofil des Leipziger Stadtauenwaldes ist prioritär ausschlaggebend für die verhältnismäßig geringere Adsorption von ^{210}Pb in diesem Profil. In anderen Böden des Leipziger Raumes, die einen wesentlich höheren Anteil organisch gebundenen Kohlenstoffs aufweisen, wurden von HAASE (1999) weitaus höhere Bleikonzentrationen im Oberboden nachgewiesen.

Die vertikale Verteilung der Radionuklide ^{238}U , ^{226}Ra und ^{232}Th ist, wenn man die einzelnen Probenahmestandorte untereinander vergleicht, sehr inhomogen.

Bei der Betrachtung der ^{226}Ra -Verteilung fällt zunächst auf, dass mit zunehmendem Sandgehalt des Bodensubstrates die Ra-Aktivität und damit der Ra-Gehalt sinkt, so dass man allgemein eine Radiumverarmung sandiger Böden feststellen kann (DEGERING & SCHLENKER 2000). Zur Veranschaulichung ist in Tabelle 16 der durchschnittliche Schluff- bzw. Tongehalt der Böden den durchschnittlichen Ra-Aktivitäten gegenübergestellt. Das sehr sandige Substrat des Laußnitzer Profils weist durchgängig viel niedrigerere Ra-Aktivitäten auf als beispielsweise die schluffig-tonigen Substrate des Colditzer- bzw. Leipziger Profils.

Tabelle 16: Durchschnittlichen Silt- und Tongehalte sowie Ra-Aktivitäten der Böden

	<i>L/O-Horizont</i>		<i>A-Horizont</i>		<i>B-Horizont</i>	
	<i>Schluff- bzw. Tongehalt [Mase %]</i>	<i>Spezifische Aktivität ²²⁶Ra [Bq/kg]</i>	<i>Schluff- bzw. Tongehalt [Mase %]</i>	<i>Spezifische Aktivität ²²⁶Ra [Bq/kg]</i>	<i>Schluff- bzw. Tongehalt [Mase %]</i>	<i>Spezifische Aktivität ²²⁶Ra [Bq/kg]</i>
<i>Laußnitz</i>	5.6	7.7	6.5	12.7	2.3	9.5
<i>Olbernhau I</i>		11.4	3.8	28.4	5.8	55.4
<i>Olbernhau II</i>		14.0	6.5	22.5	6.4	33.3
<i>Colditz</i>	11.7	12.5	9.2	31.6	12.0	34.5
<i>Leipzig</i>	38.0	26.5	43.0	57.6	29.0	56.5
<i>Bad Schandau</i>		19.6		28.3		28.7

Eine weitere erkennbare Tendenz ist die Abnahme der Ra-Aktivität mit steigender Tiefe im Laußnitzer Profil (Abb. 20). Während in den zwei Olbernhauer Profilen der umgekehrte Fall, eine Aktivitätszunahme mit steigender Tiefe (Abb. 21 und 22) eintritt. Auslösendes Moment hierfür kann wiederum der Gehalt an Tonmineralen, das heißt die Substratart, sein. Im Laußnitzer Profil nimmt der Sandgehalt mit der Tiefe zu, in Olbernhau der Tongehalt (Abschnitt 5.4). Innerhalb der Profile mit durchgängig gleichartigem Substratcharakter (Leipzig, Colditz, Bad Schandau, Anlage IX d-f) treten keine großen Aktivitätsschwankungen (ausgenommen die L-Auflage) auf. In den Profilen Olbernhau I und II ist eine Fixierung von ²²⁶Ra in den mit Sesquioxiden angereicherten Horizonten Bsh, Bs bzw. B(s)v zu erkennen (Abb. 21 und 22). Eine Sorption an ausgefällten Eisenhydraten in diesen Horizonten, kann die Ursache für diese Ra-Anomalie sein.

Zwischen ²²⁶Ra und dem primordialen Mutternuklid ²³⁸U besteht in den Böden der untersuchten Profile ein radioaktives Ungleichgewicht, das erst in den unteren Bv bzw. C-Horizonten ausgeglichen wird (DEGERING & SCHLENKER 2001). Dieses Verhalten der beiden Nuklide zueinander liegt in den geochemischen Eigenschaften der Elemente Uran und Radium begründet. Wie bereits in Abschnitt 2.1 erwähnt, bildet das sechswertige Uran unter oxidierenden Bedingungen leicht lösliche Uranylkomplexe, die mit der Bodenlösung migrieren, an geochemischen Barriersystemen aber auch ebenso leicht zurückgehalten werden können. So resultiert die deutliche Akkumulation von ²³⁸U in dem humifizierten Material der Auflagehorizonte in allen Profilen, ausgenommen das Profil Leipzig, mit großer Sicherheit aus der Bildung von Huminsäure-Metallkomplexen der Humin- und Fulvosäuren mit Uran (Abb. 25). Die erhöhten Uranaktivitäten in den Bsh- bzw. Bs- oder Bsv-Horizonten der Profile in Olbernhau und Laußnitz kann auf die Eisenhydroxid-anreicherung in diesen Bodenhorizonten zurückzuführen sein. Gekoppelt mit einer Uranfixierung durch die Huminstoffanreicherung im Bsh-Horizont. Im Profil Colditz treten im Sw-Horizont lokale U-Aktivitätserhöhungen auf (Abb. 23). Eine mögliche Erklärung hierfür wäre der Wechsel der Milieubedingungen von oxidierend zu reduzierend auf Grund der periodischen Stauwasserzustände. Das hat die Reduktion des U⁶⁺ zu U⁴⁺ zur Folge und bewirkt eine Uranausfällung. Eine weitere Erklärung wäre die Adsorption von ²³⁸U an Tonminerale, worauf die im Colditzer Profil besonders ausgeprägte Korrelation zwischen den ²³⁸U-Aktivitäten und den Silt-Gehalten (Abschnitt 7.1.2) hindeutet.

Die Uranaktivitäten in allen Horizonten des Leipziger Profils sind höher als in den Böden der anderen Profile und weisen eine wesentlich geringere Schwankungsbreite auf (Abb. 25). Diese Urananreicherung im Boden kann die Folge der Verbrennung uranhaltiger Kohle im Ballungszentrum Halle-Leipzig sein. Uranpartikel werden in die Atmosphäre emittiert oder in Flugaschen konzentriert und werden durch Deposition in den Boden eingetragen. Eine zweite mögliche Ursache kann die Anreicherung von Uran in wassergesättigten Böden durch Prozesse wie Verwitterung, Feststofftransport und Auflösung sein. Einen Beleg dafür liefert

die Studie zum Urangelalt unterschiedlicher Bodentypen in den USA von ALLOWAY (1999). Sie zeigte, dass die niedrigsten Werte stets in den höhergelegenen Landesteilen auftraten, während die höchsten Gehalte in den Flußniederungen und Küstenmarschen zu verzeichnen waren.

Eine Studie zur Verteilung von Th und U in einigen Sedimenten aus dem Braunkohlendeckgebirge nördlich von Leipzig zeigt hohe Anreicherungen in Kaolinen und deren Umlagerungsprodukten sowie verschiedenen Tonen (Mittelwerte aller Proben: 3.2 mg/kg U, 10,9 mg/kg Th, KABISCH & HÄNSEL 1989).

Im Ah-Horizont liegt die ^{238}U -Aktivität unter der von ^{226}Ra . Die typische U-Anreicherung der huminstoffakkumulierten Horizonte, wie sie in allen anderen untersuchten Profilen gefunden wurde fehlt in Leipzig völlig (Abb. 25). Hauptsächlich ist das auf die geringen Humusgehalte zurückzuführen. Im Profil Leipzig überwiegt die Uransorption an Tonmineralen. Die Mobilität ist gegenüber den Böden der anderen Profile eingeschränkt.

Beide Radionuklide, sowohl ^{238}U als auch ^{226}Ra , erfahren eine Aufnahme durch Pflanzen und werden durch abgestorbene Pflanzenreste wieder freigesetzt. Während ^{238}U in der huminstoffreichen Auflage fixiert wird, findet gleichzeitig ein ^{226}Ra -Transport in tiefere Bodenschichten statt.

Die ^{232}Th -Aktivität steigt in den Profilen Olbernhau I und II, Colditz und Bad Schandau mehr oder weniger kontinuierlich mit fortschreitender Tiefe an (Abb. 23/2). Auffällig ist in den Profilen Laußnitz und Leipzig eine Erhöhung der ^{232}Th -Aktivität im Ah-Horizont (Abb. 20/2 und 25/2). Das kann auf die Resistenz thoriumhaltiger Minerale der bodenbildenden Gesteine gegenüber Verwitterungsprozessen zurückzuführen sein, die in den Ah-Horizonten der beiden Profile angereichert sind. Im Vergleich zu ^{238}U ist die Aktivität von ^{232}Th in den organischen Auflagehorizonten nicht erhöht. Folglich bildet das vierwertige Thorium, entsprechend seiner geochemischen Eigenschaften keine Komplexverbindungen mit Huminstoffen.

Die höchsten Th-Aktivitäten wurden wiederum im Profil Leipzig bestimmt (Abb. 25/2).

Die Aktivitätskonzentration des natürlichen Isotops ^{40}K ist, im Vegetationshorizont (Grasbewuchs und dessen Wurzelbereich) sehr hoch. Humifiziertes Pflanzenmaterial setzt Kalium wieder frei. Ein Teil des freigesetzten Kaliums wird dem Boden durch erneute Pflanzenaufnahme sofort wieder entzogen. Die signifikante Aktivitätsabnahme in den Of- und Oh-Horizonten aller Profile (Abb. 20/1 – 25/1) resultiert jedoch nicht vordergründig aus dem Entzug durch Pflanzen. Wahrscheinlicher ist die Verarmung der organischen Bodenhorizonte an Tonmineralen, die die Kaliumionen gewöhnlich fixieren (SCHALLER et al. 1993).

Bereits in den Ah-Horizonten aller Profile steigt die Kaliumaktivität wieder stark an und behält bis in den mineralischen Unterboden sehr homogene Werte bei. Die niedrigsten Kaliumaktivitäten wurden in den Profilen Laußnitz und Bad Schandau bestimmt. Die höchsten Werte hingegen wurden im Profil Leipzig ermittelt (Abb. 25/1).

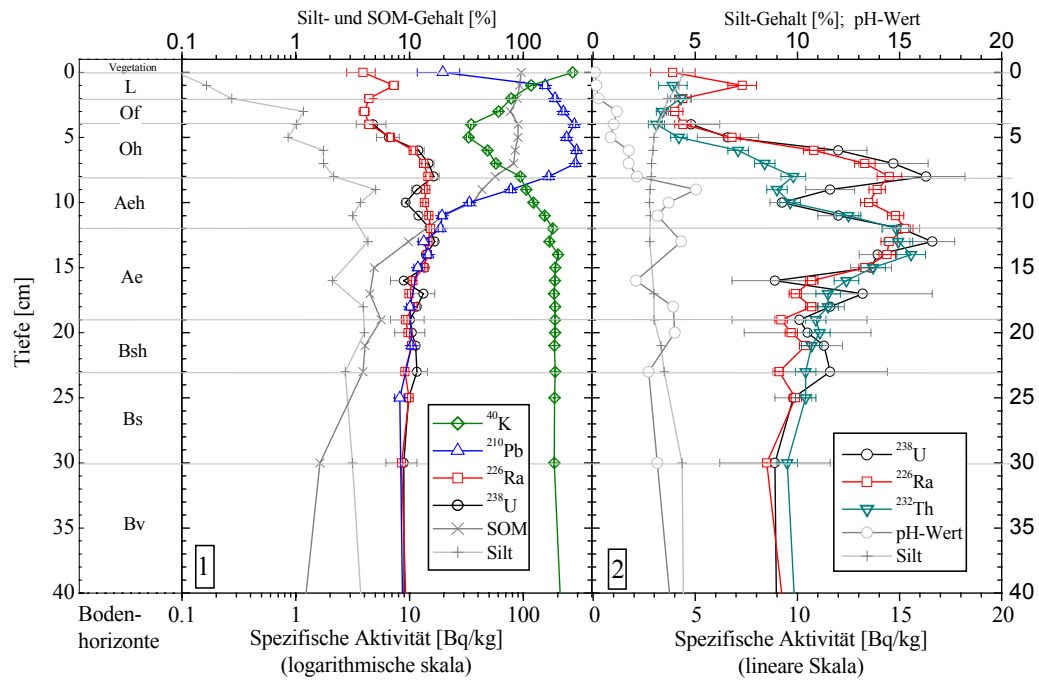


Abb. 20: Profil Laußnitz: [1;2] Tiefenverteilung der natürlichen Nuklide

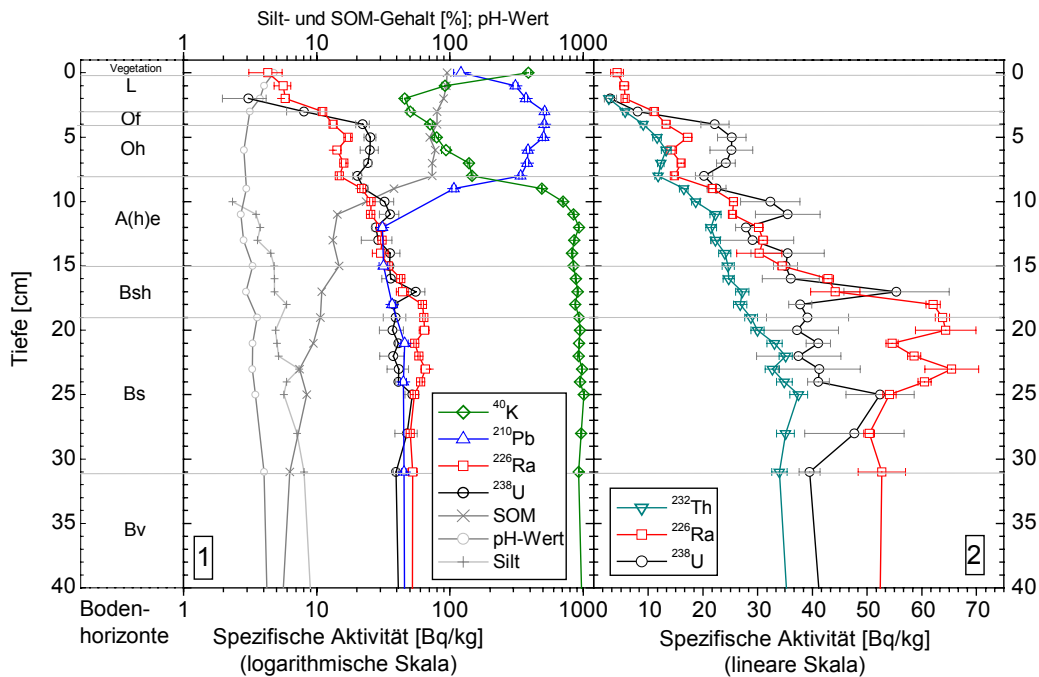


Abb. 21: Profil Olbernhau I: [1;2] Tiefenverteilung der natürlichen Nuklide

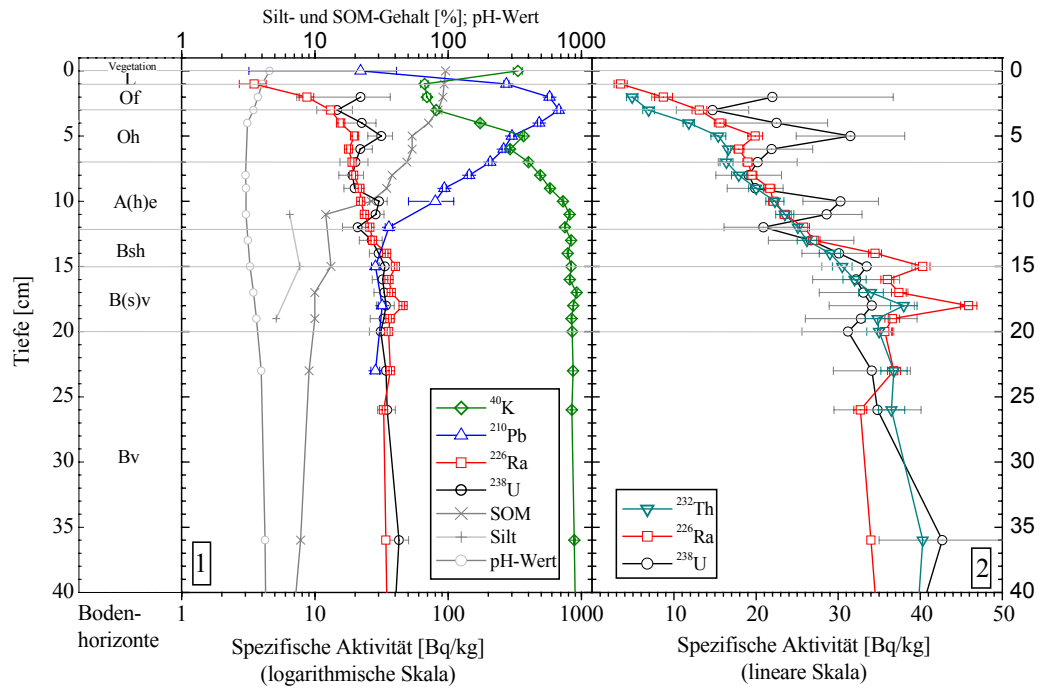


Abb. 22: Profil Olbernhau II: [1;2] Tiefenverteilung der natürlichen Nuklide

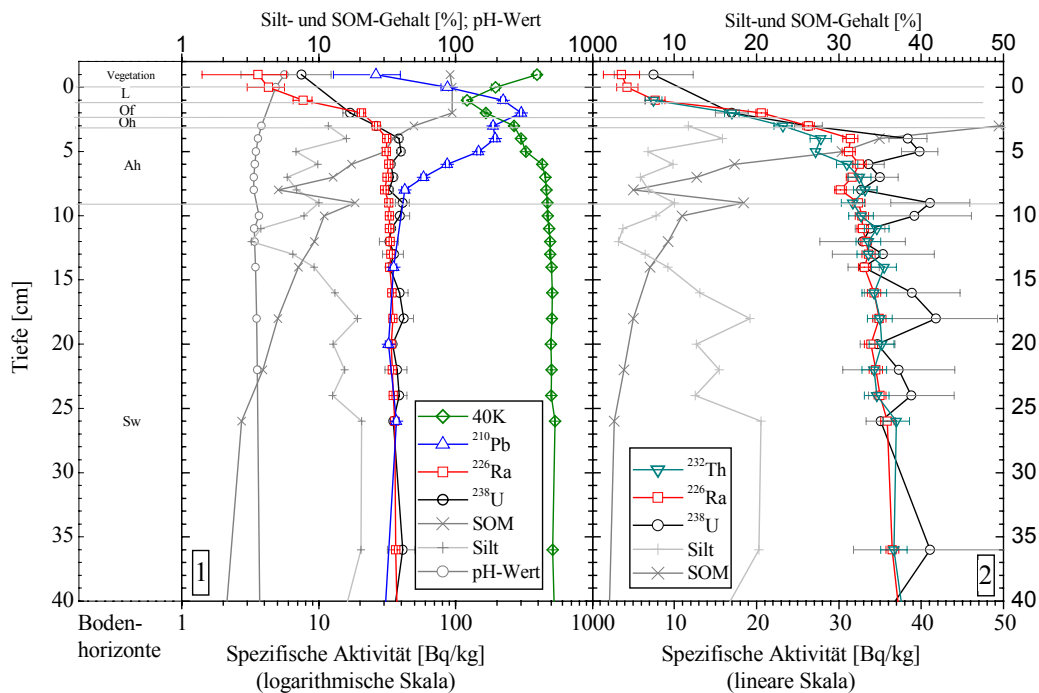


Abb. 23: Profil Colditz: [1;2] Tiefenverteilung der natürlichen Nuklide

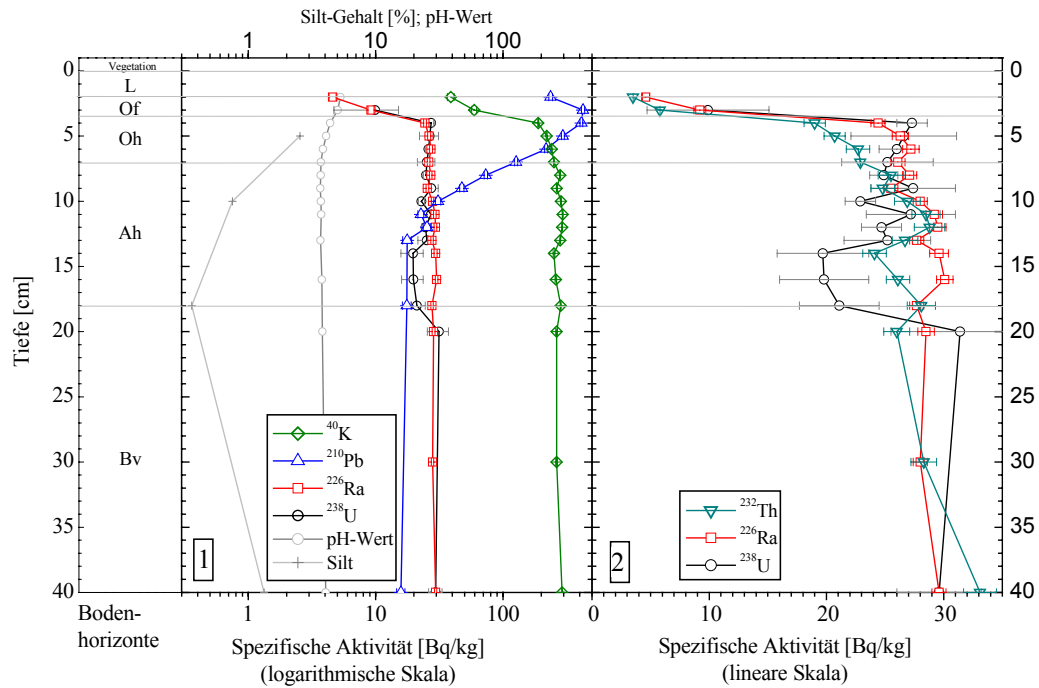


Abb. 24: Profil Bad Schandau: [1;2] Tiefenverteilung der natürlichen Nuklide

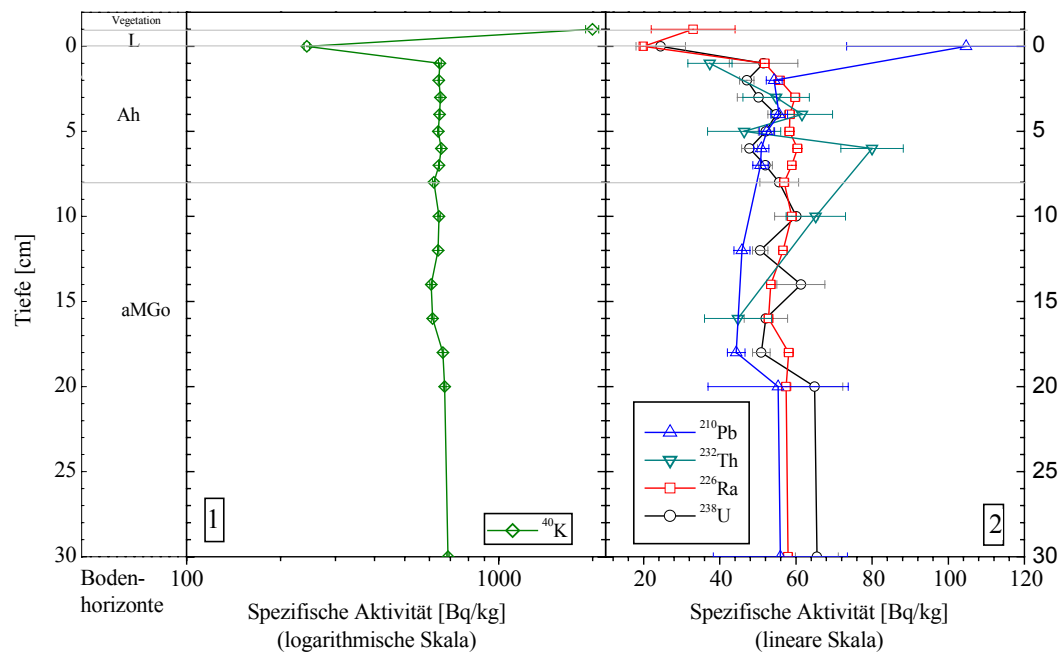


Abb. 25: Profil Leipzig: [1;2] Tiefenverteilung der natürlichen Nuklide

5.3 Kosmogene Nuklide

Das im Rahmen der vorliegenden Untersuchungen bestimmte kosmogene Radionuklid ^7Be wurde in allen Profilen nur in den oberen 3-4 cm der Auflageschicht nachgewiesen (Anlage VII). Je nach Mächtigkeit und Beschaffenheit der Auflageschicht variieren die ^7Be -Aktivitäten in den einzelnen Auflagehorizonten. Das Aktivitätsmaximum befindet sich mit zwei Ausnahmen in der L-Auflage (Abb. 14/1 - 19/1). In den Profilen der beiden Buchenstandorte Olbernhau II und Bad Schandau wurde ^7Be in der L-Auflage nicht mehr nachgewiesen (Abb. 16/1 und 18/1). Die maximale ^7Be -Konzentration befindet sich hier im Of-Horizont. Eine Rolle für das schnellere Eindringen in den Boden kann an diesen zwei Buchenstandorten das Fehlen bzw. die spärliche Ausprägung der Grasvegetation spielen. Lediglich an zwei Standorten (Colditz und Leipzig) wurde ^7Be bis in den oberen Mineralbodenhorizont (Ah-Horizont) eingetragen, was als Folge des schnellen Stoffumsatzes an diesen beiden Standorten und der damit verbundenen geringen Mächtigkeit der Auflage angesehen werden kann (Abb. 17/1 und 18/1). Als Indikator für die Entwicklung der Auflageschicht ist ^7Be ungeeignet, da seine Messbarkeit im Boden auf Grund der geringen Halbwertszeit zeitlich stark begrenzt ist. Die ermittelten Messwerte lassen eine Berechnung der Eintragungsmengen (Abschnitt 6.2) zu.

5.4 Beurteilung der Bodenart in den untersuchten Profilen

Die Zusammensetzung des Bodensubstrates sowohl der Untersuchungsflächen untereinander als auch innerhalb eines Profils sind sehr inhomogen (Abb. 26). Da besonders der Tonmineralanteil im Boden einen entscheidenden Einfluss auf die Sorptionsfähigkeit hat, ist die Bestimmung der Substratzusammensetzung für die Untersuchung von Verteilungsmechanismen einzelner Elemente von großer Bedeutung.

Ergebnisse der Mineralanalyse des Laußnitzer Profils (BUTZ-BRAUN 1995) belegen einen sehr hohen Quarzanteil, gegenüber Kalifeldspat. Tonminerale treten nur untergeordnet, vorrangig in Form von Illit auf (Tabelle 17). Im gesamten Profil dominiert die Mittelsandfraktion (0,2-0,63 mm).

Tabelle 17: Quantitative Mineralanalyse Profil Laußnitz (BUTZ-BRAUN 1995)

Tiefe [cm]	Gesamtgehalt Quantitative Mineralanalyse [Gew. %]						Anteil an Tonmineralbestand [%]			
	Quarz	Feldspat	Illit	Kaolinit	Vermiculit	Wechsella Illit/ Muskovit	Illit	Kaolinit	Vermiculit	Chlorit
10-30	75	15	4	1.5	1.5	4	42	15	15	2
60-90	75	15	5	1.5	2	5	53	15	18	4

Im Profil Bad Schandau wurden ähnliche Substratverhältnisse wie in Laußnitz vorgefunden. Entsprechend des sandigen Ausgangsgesteines hat das Bodenmaterial einen vorrangig grob- bis mittelsandigen Charakter (Anlage IX a).

Der Silt- und Tonanteil in den beiden Olbernhauer Profilen wächst mit zunehmender Tiefe. Das Substrat kann als vorrangig stark sandig, schwach schluffig eingestuft werden (Anlage IX b und IX c)

Die qualitative Mineralanalyse der Proben 107 und 207 (Anlage III b und III c) belegt in beiden Proben neben einem hohen Anteil organischer Substanz das Vorhandensein von Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas und Hämatit. In der Probe 207 (Anlage III c) wurden Tonminerale (Chlorit-Vermiculit-Wechselagen) nachgewiesen. Im tieferliegenden Bereich des Profils 1 (Probe 1021; Anlage III b) treten vorrangig Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Kaolinit, Muskovit und untergeordnet Vermiculit auf.

Im Colditzer Profil überwiegt die feinsandig-schluffig-tonige Fraktion mit zunehmend tonigem Charakter im Sw-Horizont (Anlage IX d). Ergebnisse der qualitativen Mineralanalyse belegen einen Tonmineralanteil von ca. 50% (Tabelle 18)

Tabelle 18: Qualitative Mineralanalyse Colditz (BUTZ-BRAUN 1995)

Tiefe [cm]	Gesamtgehalt Quantitative Mineralanalyse [Gew. %]						Anteil an Tonmineralbestand [%]			
	Quarz	Feldspat	Illit	Kaolinit	Smektit	Wechselagerung Illit/Muskovit	Illit	Kaolinit	Smektit	Chlorit
10-30	44	10	23	8	2.5	23	51	17	5	5
60-90	38	10	24	8.5	15	24	48	17	30	2
>90	44	9	15	8	22	15	32	18	47	0

Das Bodensubstrat des Leipziger Profils ist durchgehend ein feinkörniges, schluffiges Material mit in die Tiefe zunehmendem Sandgehalt (Anlage IX). Die Zusammensetzung des Oberboden-materials weist, wie in Tabelle 19 ersichtlich, einen relativ hohen Quarzgehalt auf. Der Anteil der Tonminerale beträgt ca. 30%.

Tabelle 19: Quantitative Mineralanalyse Profil Leipzig, Probe Le 8 (TU Bergakademie, Mineralogisches Labor)

Tiefe [cm]	Gesamtgehalt Quantitative Mineralanalyse [Gew. %]					
	Quarz	Plagioklas	Kalifeldspat	Kaolinit	Illit	Wechselagerung Illit/Montmorillonit
5-6	45	12	10	16	11	6

Die Graphik in Abb. 26 zeigt den unterschiedlichen Substratcharakter der untersuchten Profile.

Nach dem Anteil der Tonmineralfraktion am Gesamtsubstrat müssten die Profile Colditz und Leipzig die höchsten Sorptionskapazitäten aufweisen.

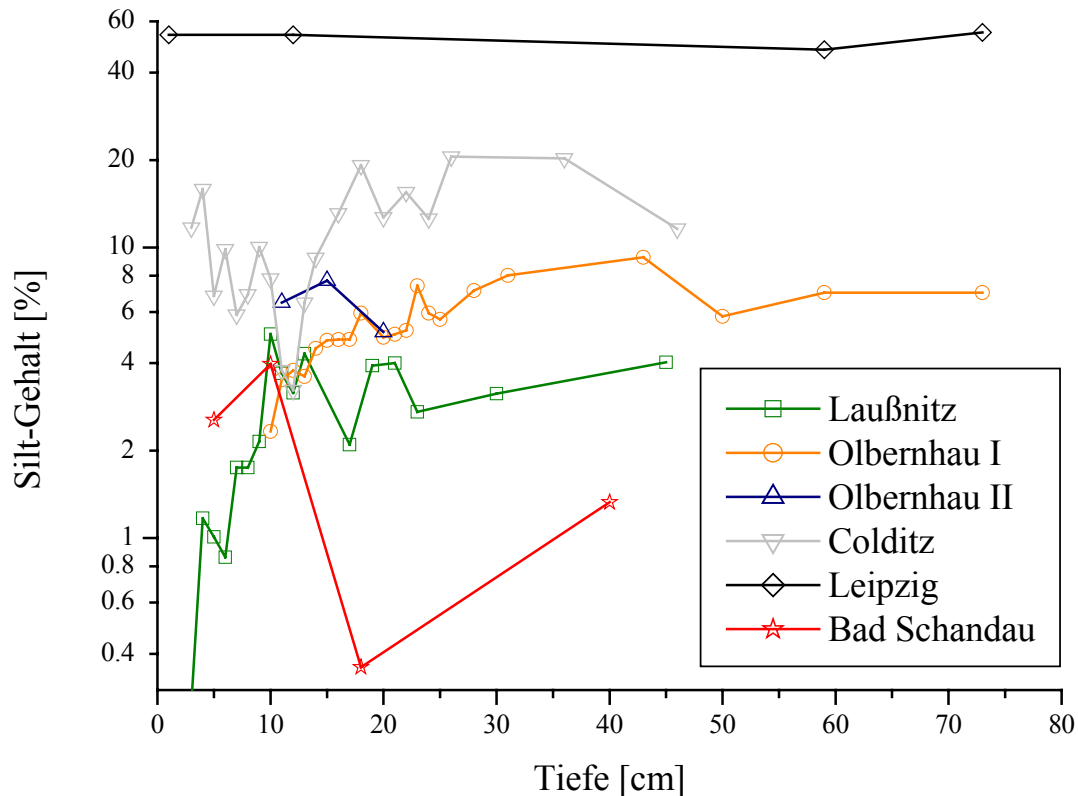


Abb. 26: Silt-Gehalte der untersuchten Profile, logarithmische Skala

5.5 Beschaffenheit und Verteilung des organischen Materials (SOM) innerhalb der untersuchten Profile

Zur organischen Substanz des Bodens (SOM-Gehalt) gehören alle in und auf dem Mineralboden befindlichen abgestorbenen pflanzlichen und tierischen Stoffe sowie deren organische Umwandlungsprodukte (SCHACHTSCHABEL et al. 1992). Nicht berücksichtigt werden im Sinne dieser Definition die lebenden Bodenorganismen und Pflanzenwurzeln.

Die organische Bodensubstanz umfasst (BARSCH et al. 2000):

- Tote , wenig veränderte Pflanzenreste,
- teilweise zersetzte Pflanzenreste,
- Huminstoffe und kolloidales Material,
- tote Bodenorganismen,
- Nichthuminstoffe (u.a. Lipide, Lignine, Polysaccharide),
- lösliche organische Verbindungen und
- inerte organische Materie (z.B. Kohle, Asche).

Die Filter-, Speicher- und Pufferreaktionen des Bodens werden wesentlich durch seinen SOM-Gehalt beeinflusst. Auch Bodeneigenschaften wie die Nährstoffverfügbarkeit, das Bodengefüge, die Scherfestigkeit, die Kationenaustauschbarkeit und die Adsorptions- bzw. Desorptionsfähigkeit gegenüber Nähr- und Schadstoffen hängen in erheblichem Maß vom Anteil und der Beschaffenheit der organischen Substanz ab.

Die SOM Dynamik der Profile Laußnitz, Olbernhau I und II, sowie Colditz ist vergleichsweise sehr ähnlich (Anlage XI). Der SOM Gehalt der L-Auflagen liegt weit über

90%. In den Of-Horizonten wurden 80-90 % bestimmt. Im Profil Laußnitz ist der SOM Gehalt des Oh-Horizontes mit ca. 80 % gegenüber den Gehalten der Oh-Horizonte der anderen Profile (50-70 %) noch recht hoch. In den A-Horizonten sinken die SOM-Gehalte sprunghaft mit steigender Tiefe und zunehmendem Mineralanteil (Abb. 27). Für SOM-Gehalte im Profil Bad Schandau liegen keine Angaben vor.

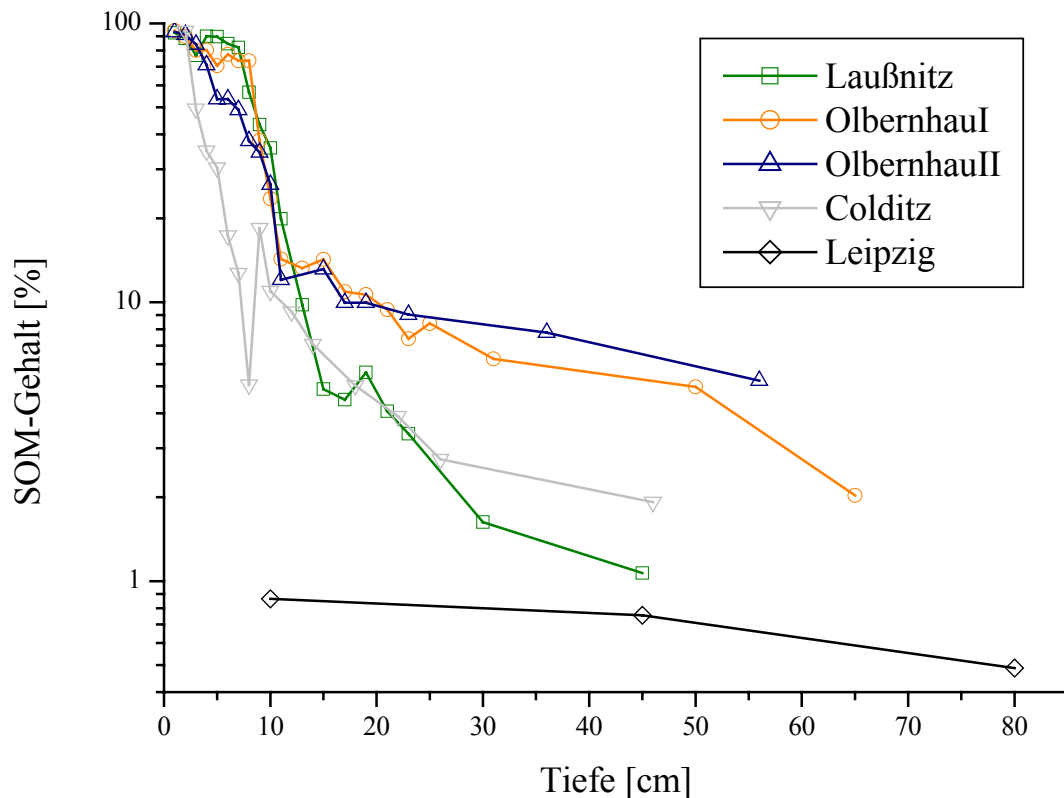


Abb. 27: SOM-Gehalte der Profile Laußnitz, Olbernhau I und II, Colditz sowie Leipzig, logarithmische Skala

Im krassen Gegensatz zu den oben beschriebenen Profilen steht die SOM Dynamik des Leipziger Profils. Wie in Tabelle 20 dargestellt, liegen die Humusgehalte der oberen 10 cm bei 6,7 %, die SOM Gehalte im gesamten Profil unterschreiten 1 %.

Tabelle 20: Humusgehalte und Glühverluste des Profils Stadtauenwald Leipzig (gerundet nach HAASE & SCHNEIDER 2001)

Tiefe [m]	Gehalt [%]	
	Humusgehalt	Glühverlust
0.1	6.7	0.86
0.45	4.6	0.75
0.80	2.8	0.49
1.10	2.1	0.46

Anhand von mikroskopischen Auflichtaufnahmen mit Fluoreszenzanregung wurde das Material der organischen Auflagehorizonte ausgewählter Standorte näher klassifiziert (Abb. 28-31).

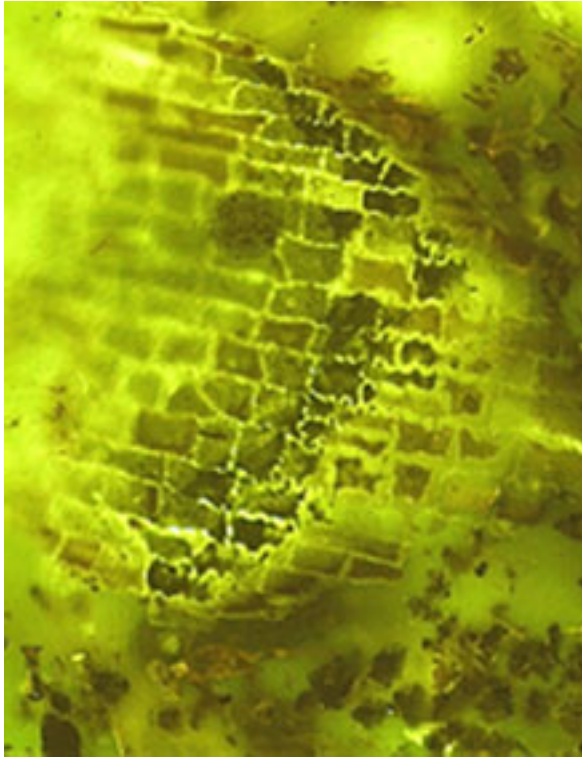


Abb. 28: Anschliff; Auflichtmikroskopie (150x); Probe 105: Wenig destruierte Gewebe ohne erkennbare mineralische Komponenten (1)

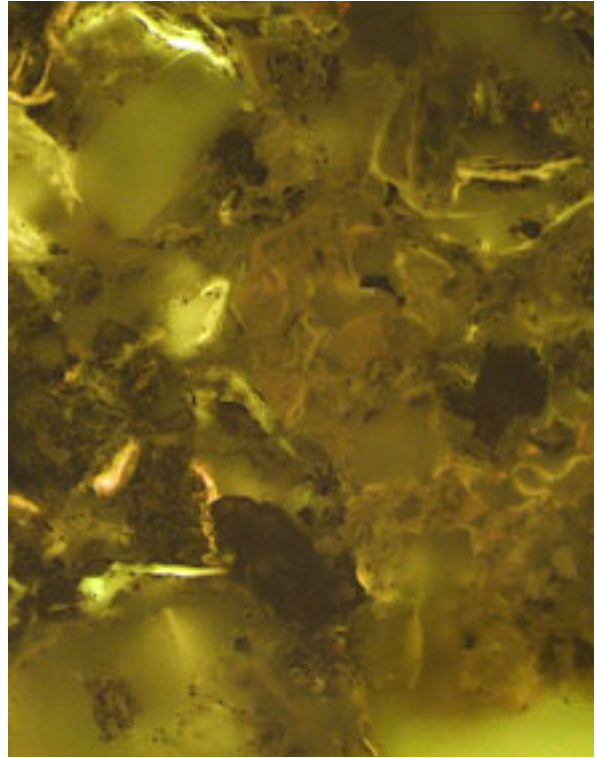


Abb. 29: Anschliff; Auflichtmikroskopie (110x); Probe 109: Holzgewebe in fortschreitender Auflösung (1- rot-braun); gut erhaltene Kutikulen (2- schwarz); Tonmatrix (3- grau)

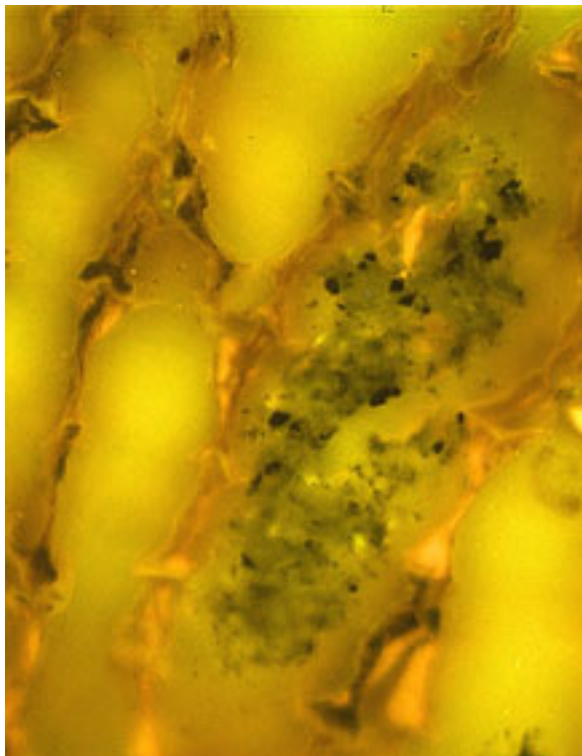


Abb. 30: Anschliff; Auflichtmikroskopie (200x); Probe 105: Toneinwaschungen (durch Regen) in Zellgewebe (1)

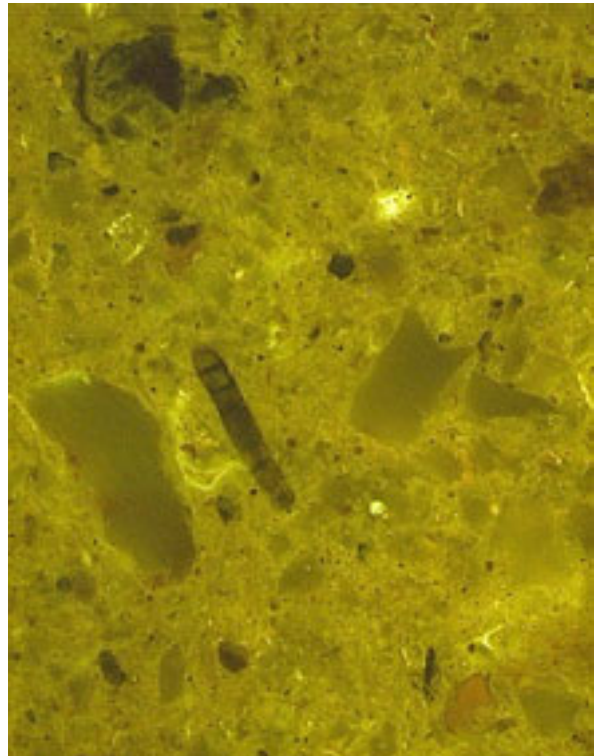


Abb. 31: Anschliff; Auflichtmikroskopie (560x); Probe Le 8: Organische Bestandteile kaum erkennbar; hoher Zersetzungsgrad; reliktsche Humusbestandteile (1- schwarz); Quarzsplitter (2- grau); Pilzhyphe (3- grau-schwarz); Tonmatrix (4)

Aufnahmen des Of-Horizontes des Profils Olbernhau I (Probe 105) belegen einen geringen Destruktionsgrad des Materials, die Zellwände beginnen sich aufzulösen. Eine aus der biochemischen Zersetzung resultierende Stofffreisetzung ist nicht erkennbar (Abb. 28). Erst im Oh-Horizont (Probe 109) ist eine fortgeschrittenere Auflösung der Holzgewebe zu beobachten. Die Biochemisch resistenteren Culiculen sind auch in diesem Bodenhorizont noch sehr gut erhalten (Abb. 29). Mineralische Komponenten treten im Of- bzw. Oh-Horizont sehr untergeordnet, vorrangig in Form von Toneinwaschungen (wahrscheinlich mit Regensickerwasser) in organische Zellgewebe (Abb. 30) auf. In den Aufnahmen der Probe Le8 des Leipziger Profils sind hochgradig zersetzte, strukturlose Organikbestandteile, eingebettet in eine anorganische Matrix, erkennbar. Untergeordnet treten reliktsche Humusbestandteile sowie Pilzhyfen aus dem Sedimentationsprozess des Auensedimentes auf. Kantige, teilweise schwach kantengerundete Quarzsplitter deuten auf mechanische Beanspruchung des Materials vor dem Sedimentationsprozess hin (Abb. 31).

5.6 pH-Wert Dynamik in den untersuchten Bodenprofilen

Der pH-Wert ist Ausdruck des Aciditätsgrades des Bodens und stellt ein Maß für die H_3O^+ -Aktivität der Bodenlösung dar. Somit spiegelt der pH-Wert die Elastizität des Bodens gegenüber Säurebelastung wider. Eine Reihe von im Boden wirksamen Puffersystemen (ULRICH 1981, SCHWERTMANN et al. 1987) sind in der Lage die vorhandenen H^+ -Ionen zu binden. Die wichtigsten Puffersubstanzen im Boden stellen Karbonate, primäre Silikate, sekundär gebildete Tonminerale und Eisenoxide dar. Übersteigt die Zufuhr der H^+ -Ionen die Austauschkapazität des Bodens (KAK), kommt es zu einer Bodenversauerung.

Dieser Versauerungsvorgang ist ein natürlich bedingter Prozess, der beispielsweise durch die Bildung von Huminsäure bei der Umsetzung der organischen Substanz verursacht wird. Aus diesem Grund sind die pH-Werte in den organischen Auflagehorizonten stark abgesenkt und innerhalb kurzer Distanzen sehr inhomogen. Dieser Effekt wird in allen im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Bodenprofilen beobachtet (Anlage X).

Zusätzlich wird der natürliche Versauerungsprozess durch Protonenzufuhr aus der Atmosphäre in Form von H_2CO_3 , HCl , H_2SO_4 und HNO_3 beeinflusst.

Sehr deutlich wurde die Säurebelastung im Gebiet des Oberen Erzgebirges am Beispiel der beiden Olbernhauer Profile. Auf Grund häufig und lang anhaltender Nebelereignisse besonders in den Herbst- und Wintermonaten kam es zur Ballung von mit Schwefeldioxid und Stickoxiden hochangereicherten Luftmassen, die den Säuregrad des Bodens stark negativ beeinflussten. Die pH-Werte der Profile sanken in den Ae-Horizonten stark ab und nahmen im Profil Olbernhau I Werte unter pH 3 an. Pufferreaktionen fanden in diesen Horizonten vorrangig unter Freisetzung von Al und Fe-Ionen im Aluminium-Eisen-Pufferbereich statt. In den B-Horizonten kam es wieder zu einem pH-Anstieg (Abb. 32).

Innerhalb des Laußnitzer Profils wurden ebenfalls sehr niedrige pH-Werte gemessen. Sie beginnen im O-Horizont stark abzusinken und nehmen im A-Horizont Werte < 3 an. Im B-Horizont ist eine steigende Tendenz erkennbar (Anlage X).

In den Auflagehorizonten des Profils Bad Schandau treten Werte zwischen 4 und 5 auf, die im A-Horizont auf minimal 3,7 sinken und im B-Horizont wieder ansteigen (Anlage X).

Im Vergleich zu den untersuchten Profilen in Laußnitz, Olbernhau und Bad Schandau weist der Boden der Colditzer Fläche eine weitaus geringere Acidität auf. Die $\text{pH}(\text{CaCl}_2)$ -Werte der organischen Auflage liegen zwischen 5,6 und 4,8. In den darunterliegenden Bodenhorizonten sind Werte zwischen 3,4 und 3,8 zu verzeichnen (Anlage X).

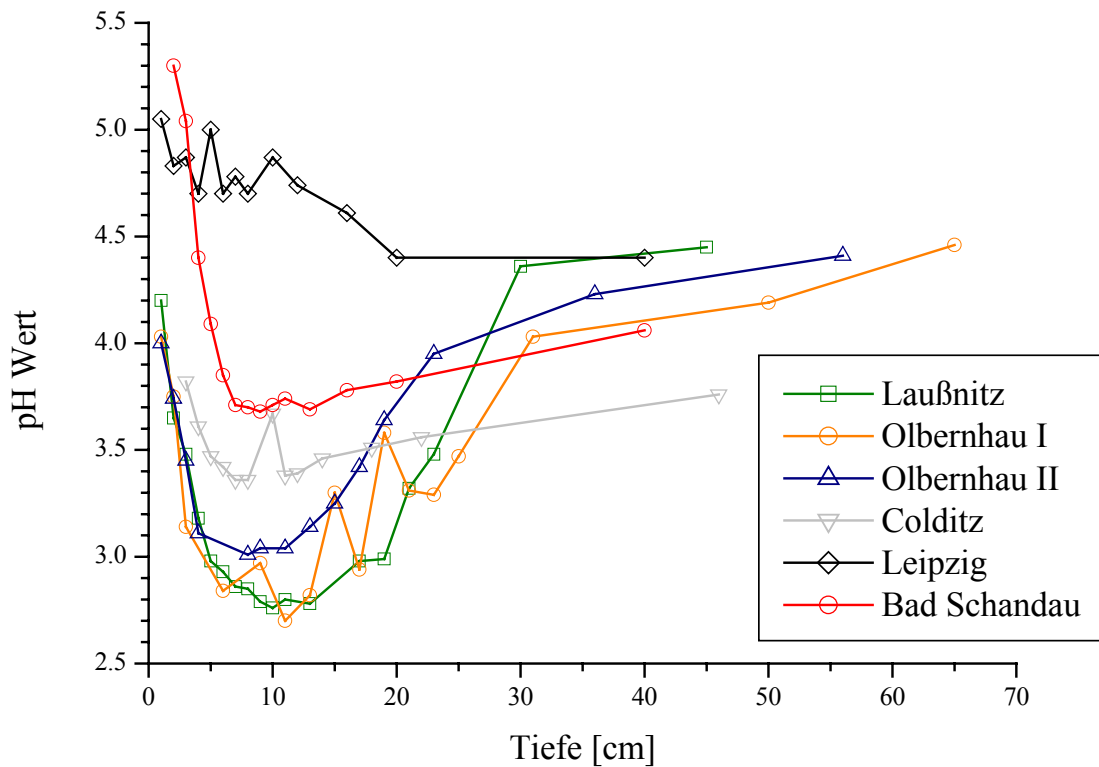


Abb. 32: pH-Werte der untersuchten Profile

Die insgesamt höchsten pH-Werte mit der geringsten Schwankungsbreite zwischen 4,4 und 5 wurden im Stadtauenwaldprofil Leipzig gemessen (Anlage X). Eine geringfügige Absenkung vom Ah- zum aM-Horizont mit anschließendem Anstieg bis zum Go(r)-Horizont ist zu verzeichnen. Die bodenchemischen Reaktionen im Profil des Leipziger Auenwaldes laufen überwiegend im Austauscherpufferbereich durch Silicate ab. Trotz der verhältnismäßig hohen pH-Werte zeichnet sich auch an diesem Standort eine Tendenz zur Versauerung durch anthropogene Einflüsse ab (HAASE & SCHNEIDER 2001).

6 Bodeninventare anhand der Untersuchungsergebnisse

Aus den im Rahmen der vorliegenden Untersuchungen ermittelten Aktivitätskonzentrationen lassen sich Flächenaktivitäten der atmosphärisch eingetragenen Radionuklide bzw. Bodengehalte der den natürlichen Radionukliden entsprechenden Elemente bestimmen. Vergleichsweise sind die ermittelten Werte den in Abschnitt 2.3 aufgeführten Literaturwerten gegenübergestellt.

6.1 Flächenaktivitäten

Die ermittelten Flächenaktivitäten der einzelnen, künstlichen Radionuklide sind nach dem in Abschnitt 4.7 erläuterten Prinzip auf den 01. 01. 2000 normiert worden. Die in Tabelle 21 zusammengefassten Angaben harmonisieren innerhalb der Fehlergrenzen sehr gut mit den in der Literatur aufgeführten Werten. Übereinstimmend wurde die höchste Depositionsrates im Sächsischen Raum durch ^{134}Cs , ^{137}Cs und ^{241}Am entlang des Erzgebirgskammes auf den Flächen Olbernhau I bzw. Olbernhau II registriert. Das spiegelt die Klima- und Niederschlagsverhältnisse des oberen Erzgebirges wider. Die Differenz der ^{134}Cs und ^{137}Cs -Gehalte zwischen den zwei Olbernhauer Flächen ist nach dem bisherigen Untersuchungsstand nicht erklärbar. Ebenfalls ungeklärt ist die Ursache der hohen Flächenaktivität von ^{207}Bi im Bad Schandauer Profil. Hohe Eintragsraten der durch die oberirdische Nuklearwaffenzündung emittierten künstlichen Nuklide sind weiterhin für die Flächen Colditz und Bad Schandau zu verzeichnen. Die Raten der ^{134}Cs - sowie der ^{125}Sb -Einträge widerspiegeln deutlich die unterschiedlichen lokalen Witterungsverhältnisse im Zeitraum nach dem Tschernobylunglück. Zu den Flächenaktivitäten von ^{241}Am , ^{207}Bi und ^{125}Sb im Profil Leipzig können keine Angaben gemacht werden, da diese Radionuklide im Stadtauenwaldprofil nicht bestimmt werden konnten. Die Werte lagen unter der Nachweisgrenze (Abschnitt 4.3).

Tabelle 21: Flächenaktivität untersuchter künstlicher Radionuklide, normiert auf den 1.01. 2000

Bestimmte Radionuklide	Gesamtaktivität einzelner Radionuklide je Bodenprofil [Bq/m^2]						RSD [%]	Literaturwerte (normiert auf 1.01.2000)
	Laußnitz	Olbernhau I	Olbernhau II	Colditz	Bad-Schandau	Leipzig		
$^{137}\text{Cs}_{\text{ges.}}$	2700	4800	2800	3500	3900	2500	5	700 – 7000 ¹
$^{137}\text{Cs}_{\text{Kw}}$	1900	2300	1700	2700	2800	2000	38	1900 – 2900 ²
$^{137}\text{Cs}_{\text{Ts}}$	800	2500	1100	850	1100	320	23	800 – 2300 ³
^{134}Cs	9	20	10	7	6	2.2	23	6 – 15 ³
^{241}Am	20	30	30	18	20	n.b.	15	20-27 ⁴
^{207}Bi	2	1.8	2.5	2	4	n.b.	30	1.6 – 4.8 ⁵
^{125}Sb	1.8	1.3	1.3	1.6	2.5	n.b.	48	3.3 – 4 ⁶

¹ EUROPEAN COMMISSION (1998)

² UNSCEAR (1977), BUNZL & KRACKE (1988)

³ BUNDESAMT FÜR STRAHLENSCHUTZ, (1992) berechnet aus den Angaben in Tabelle 1

⁴ BUNZL & KRACKE (1988)

⁵ KIM et al. (1997)

⁶ HÖTZL et al. (1987); WINKELMANN et al. (1986)

RSD Standardabweichung für die Messwerte der einzelnen Flächen

n.b. nicht bestimmbar

6.2 Eintragsmengen

²¹⁰Pb-Eintrag: Die ²¹⁰Pb-Eintragsraten (Tabelle 22) der beiden Olbernhauer Standorte sind, korrelierbar mit der Niederschlagsrate (Tabelle 8). Zusätzlich wird die Deposition im Olbernhauer Gebiet durch den Schadstoffeintrag aus dem Böhmischem Kohlebecken erhöht. Bei der Verbrennung uranhaltiger Kohle wird zusätzlich ²¹⁰Pb emittiert. Die relativ hohen Eintragswerte der Fläche in Bad Schandau resultieren mit großer Wahrscheinlichkeit aus Stoffeinträgen der Lausitzer und zum Teil auch der Böhmischen Kraftwerke. Die Berechnung der Jahreseintragsraten wurde wie in Abschnitt 2.3 beschrieben durchgeführt. Für den Standort Leipzig war es nicht möglich, die ²¹⁰Pb-Eintragsrate zu ermitteln, da kein ²¹⁰Pb-Überschuss im Bodenprofil gemessen wurde.

Tabelle 22: Atmosphärischer ²¹⁰Pb-Eintrag.

Probenahmefläche	²¹⁰ Pb-Eintrag [Bq/m ² · a]	\bar{X} [%]
Laußnitz	106.2	16
Olbernhau I	171.5	8
Olbernhau II	187.9	12
Colditz	115.6	8
Bad-Schandau	152.4	5
Leipzig	n.b.	
Literaturwerte (vgl. Abschnitt 2.3)	100-300	
n.b.	nicht bestimmbar	

⁷Be-Eintrag: Die bestimmten Einträge des Radionuklids ⁷Be sind in Tabelle 23 zusammengestellt. Basis der Berechnung bilden die bestimmten Flächenaktivitäten von ⁷Be in den Auflagehorizonten. Die Berechnung erfolgte analog der des ²¹⁰Pb-Eintrages. Auch hier treten die größten Eintragswerte für ⁷Be auf den Flächen mit den höchsten Jahresniederschlägen auf. Zu berücksichtigen ist allerdings, dass die berechneten Werte nur aus einem Probenahmeereignis resultieren und somit durch die lokalen Wetterverhältnisse jedes Standortes unmittelbar vor der Probenahme geprägt wurden. Die Entnahme der Proben an den Olbernhauer Standorten erfolgte jedoch fast zeitgleich ohne dazwischenliegende Niederschlagsereignisse. So kann man beim Vergleich der Ergebnisse von einer recht guten Reproduzierbarkeit ausgehen.

Tabelle 23: ⁷Be-Eintrag

Profil	Gesamtaktivität [Bq/m ² · d]	⁷ BeGesamtaktivität [Bq/m ² · a]	⁷ Be \bar{X} [%]
Laußnitz	2.7	990	9
Olbernhau I	4.2	1500	5
Olbernhau II	4.9	1800	20
Colditz	1.8	650	27
Bad-Schandau	2.6	960	14
Leipzig	3.2	1200	14
Literaturangaben	2 - 3.4*	750 – 1260*	
	3 – 6**	1100-2240**	

* THOR & ZUTSHI 1958, ARNOLD & AL-SAIH 1955, CRUIKSHANK et al. 1956

** RODENAS et al. 1997

6.3 Bodengehalte

Die Gehalte der natürlichen Elemente Uran, Thorium und K im Boden lassen sich aus den spezifischen Aktivitäten der Radionuklide ^{238}U , ^{232}Th bzw. ^{40}K errechnen.

Es gilt: $1 \text{ mg/kg U} \ll 12,4 \text{ Bq/kg}$

$1 \text{ mg/kg Th} \ll 4,1 \text{ Bq/kg}$

$1 \text{ kg K} \ll 3,03 \cdot 10^4 \text{ Bq}$

Die errechneten Bodengehalte liegen innerhalb der Fehlergrenzen im Bereich der Clarke-Werte für Böden (VINOGRADOV 1954). Die höchsten Gesamtgehalte an Uran, Thorium und Kalium treten im Profil Leipzig auf (Tabelle 24 und 25).

Weiterhin ist in allen Profilen die Tendenz der Gehaltszunahme mit fortschreitender Tiefe erkennbar (Tabelle 24) was auf ihren primären Ursprung als Bestandteil gesteinsbildender Minerale zurückzuführen ist.

Tabelle 24: Urangehalte im Boden

Profil	Uran - Gehalte [mg/kg]				\bar{X} [%]
	L / O- Horizont	A- Horizont	B- Horizont *	Durchschnitts-gehalt im Boden	
Laußnitz	0,9	1,0	0,8	0,9	27
Olbernhau I	1,5	2,5	3,3	2,4	14
Olbernhau II	1,8	1,9	2,5	2	21
Colditz	1,7	3,0	2,9	2,5	13
Leipzig	2	4,1	4,7	3,6	9
Bad Schandau	1,9	1,9	2	2	15
Bodenclarke Wert **				1	

* Colditz S_w- Horizont; Leipzig aM₆₀- Horizont

** Vinogradov (1954)

Tabelle 25: Thoriumgehalte im Boden

Profil	Thorium- Gehalte [mg/kg]				\bar{X} [%]
	L / O- Horizont	A- Horizont	B- Horizont *	Durchschnitts-gehalt im Boden	
Laußnitz	1,3	3,0	2,5	2,3	7.2
Olbernhau I	2,3	5,2	8,0	5,2	4.5
Olbernhau II	2,9	5,3	7,7	5,3	5.4
Colditz	3,9	7,5	8,6	6,7	4.0
Leipzig	-	11,4	6,7	9	15.3
Bad Schandau	3,8	6,5	7,1	5,8	3.5
Bodenclarke Wert				6	

* Colditz S_w- Horizont; Leipzig aM₆₀- Horizont

** Vinogradov (1954)

Ein Vergleich der über die spezifischen Aktivitäten errechneten Elementgehalte im Boden mit den Ergebnissen der ICP-Massenspektrometrie zeigt die Kompatibilität der Werte. Die per ICP-MS bestimmten Bleigehalte ausgewählter Proben (Tabelle 26). belegen die hohe Belastung der Böden des Oberen Erzgebirges mit Schwermetallen gegenüber den Böden im Gebiet Laußnitz.

Tabelle 26: Vergleich der über die spezifischen Aktivitäten errechneten Elementgehalte im Boden mit den mittels ICP-MS bestimmten Gehalten

Proben-Nr.:	Boden-horizont	Elementgehalte im Boden [mg/kg]				
		Uran		Thorium		Blei
		errechneter Wert	ICP-MS-Bestimmung	errechneter Wert	ICP-MS-Bestimmung	ICP-MS-Bestimmung
L4	Oh		0.3	0.8	1.0	33.7
L5	Oh	0.4	0.5	0.7	1.6	55.8
104	Of	0.6	0.9	1.4	1.9	98.3
105	Of	1.8	1.5	2.2	3.3	176
204	Of	1.2	0.9	1.7	1.4	112
205	Oh	1.8	1.9	2.9	3.5	215

Über das gammaspektrometrisch bestimmte Radionuklid ^{40}K wird der Gesamtkaliumgehalt im Boden bestimmt, der prinzipiell keine Aussagen über den Anteil der mobilen, pflanzenverfügbaren Kaliummenge enthält (Tabelle 27). Diese Angaben werden durch Extraktion der mobilen Fraktion mittels Kaliumaustausch mit NH_4 -Lösung gewonnen. Nach SCHALLER et al. (1993) sind der Gesamt-K-Gehalt und die mobile Fraktion hochsignifikant miteinander korreliert, so dass das Verhältnis beider Fraktionen innerhalb des Bodenprofils konstant ist.

Tabelle 27: Kaliumgehalte im Boden

Profil	L / O- Horizont	Kalium - Gehalte [Masse %]			\bar{X} [%]
		A- Horizont	B- Horizont *	Durchschnitts-gehalt im Boden	
Laußnitz	0,3	0,6	0,6	0,5	10.7
Olbernhau I	0,4	2,6	3,2	2	1.7
Olbernhau II	0,7	2,2	2,6	1,8	1.8
Colditz	0,8	1,3	1,7	1,3	1.5
Leipzig	3,7	2,1	2,1	2,6	1.0
Bad Schandau	0,6	0,9	0,9	0,8	1.4
Bodenclarke Wert				1.36	
**					

* Colditz S_w- Horizont; Leipzig aM₆₀- Horizont

** Vinogradov (1954)

7 Diskussion der Ergebnisse

7.1 Transferverhalten der Radionuklide im Boden

Der Boden als belebter, oberster Teil der Lithosphäre stellt ein Mehrphasensystem dar, welches aus organischen und anorganischen Feststoffen, einer Wasser- und einer Gasphase sowie einer speziellen Bodenfauna besteht. Innerhalb dieses komplexen Systems kommt es entsprechend der jeweiligen spezifischen Bodeneigenschaften zu vielfältigen Wechselwirkungen, die Einfluss auf Transfer-, Retardations- oder Akkumulationsprozesse ausüben.

7.1.1 Bodenacidität und Radionuklidverteilung im Boden

Die Betrachtung der Aciditätsverhältnisse der Böden ist für die Beurteilung der Mobilität einzelner Elemente von Bedeutung. Als Maß der Aciditätsverhältnisse im Boden dient der pH-Wert. Ein weiterer Anzeiger für die Fähigkeit des Bodens, Säuren zu neutralisieren, ist die Basensättigung, d.h. der Anteil der basischen Nährelemente (Ca, K, Mg, Na) an der gesamten effektiven Kationenaustauschkapazität (KAK). Der andere Teil der KAK wird durch die sogenannten Kationensäuren (H, Fe, Al, Mn) gebildet.


Generell ist davon auszugehen, dass die Mobilität der meisten Radionuklide im sauren Milieu gefördert wird. Auf allen untersuchten Flächen ist ein mehr oder minder starker Versauerungsgrad zu verzeichnen (Abschnitt 5.6). Dadurch kommt es verstärkt zur Aluminiumfreisetzung in die Bodenlösung. Auf den Olbernhauer Flächen wurde ein zunehmender Pb-Austrag durch Mobilisierung auf Grund der Aciditätszunahme in das Grundwasser registriert (SMUL 1999). In verstärktem Maße treten Podsolierungserscheinungen auf. Die geringste Pufferkapazität weisen die Böden des Laußnitzer und der Olbernhauer Profile auf. Die mit Abstand höchste Pufferkapazität wurde im Boden des Leipziger Auenwaldes angetroffen (Abschnitt 3.2).

Die Betrachtungen verdeutlichen den Zusammenhang zwischen dem pH-Wert der Böden, der Basensättigung und der Abbaugeschwindigkeit der organischen Substanz, die sich in der ausgebildeten Humusform widerspiegelt (Tabelle 28). Böden mit höheren pH-Werten weisen eine höhere Elastizität gegenüber Säureeinträgen auf. Der Umsatz des organischen Materials erfolgt in der Regel sehr schnell, da die mikrobielle Tätigkeit nicht durch zu hohe Säurelasten beeinträchtigt wird. Sehr deutlich wird das am Beispiel des Profils in Leipzig, wo die höchsten pH-Werte, die höchste Basensättigungsrate und die höchste Abbaugeschwindigkeit der organischen Substanz zu verzeichnen sind. Mit der Verringerung der pH-Werte und der Basensättigung verlangsamt sich der Abbauprozess der organischen Substanz, wie die Ergebnisse der anderen untersuchten Profile, vor allem in Laußnitz und Olbernhau belegen (Tabelle 28).

Der Säuregrad des Bodens beeinflusst die Bodenbildungsprozesse und wirkt sich fördernd bzw. hemmend auf Abbauprozesse des organischen Materials aus.

Die Angaben in Tabelle 28 verdeutlichen den Zusammenhang zwischen dem Säuregrad des Bodens und der ausgebildeten Humusform, die die Abbaugeschwindigkeit der organischen Substanz der untersuchten Bodenprofile widerspiegelt. Ein ausgebildeter Rohhumus deutet auf sehr langsamen Abbau hin, während die Humusform Mull auf sehr schnellen Abbau organischen Materials hinweist. Betrachtet man den Transfer der Radionuklide im Zusammenhang mit dem Abbau der organischen Substanz, spielt die H_3O^+ -Aktivität der Bodenlösung eine indirekte Rolle für die vertikale Verteilung der Radionuklide.

Tabelle 28: Zusammenhang zwischen pH-Wert, Basensättigung und ausgebildeter Humusform der untersuchten Böden

<i>Parameter</i>	<i>Tiefe [cm]</i>	<i>Probenahmeflächen</i>				
		<i>Laußnitz</i>	<i>Olbernhau I</i>	<i>Colditz</i>	<i>Bad Schandau</i>	<i>Leipzig</i>
<i>Basensättigung [%] *</i>	0-5	5-15	15-30	15-30	kein Wert **	70-80
	10-30	5-15	5-15	15-30	10-15 **	70-80
<i>pH-Wert</i>	0-5	3.6	3.9	4.3	4.7	4.9
	10-30	3.0	3.2	3.5	3.7	4,7
<i>Humusform der Auflage-horizonte</i>		Rohhumus	Rohhumus- artiger Moder	mullartiger Moder bis Mull	Mullartiger Moder	Mull
<i>Abbaue- schwindigkeit der organischen Substanz</i>		zunehmend 				

* SMUL 1999

** SMUL 2000

7.1.2 Bodenart und Vegetation versus Radionuklidverteilung im Boden

Bodenart

Die Bodenart charakterisiert die Korngrößenverteilung innerhalb des Bodenkompartmentes. Sie beschreibt die relativen Anteile der drei Hauptfraktionen der Bodenmatrix: Sand, Schluff (Silt) und Ton. Neben der Bodenart haben die Anordnung der festen Bodenpartikel zueinander (Bodenstruktur) und die Geometrie der Bodenhohlräume (Porenstruktur) einen entscheidenden Einfluss auf die Transporteigenschaften des Bodens. So findet in sandigen Böden mit einem Einzelkorngefüge, wie sie in ausgeprägter Form in Laußnitz und Bad Schandau angetroffen wurden, ein begünstigter Transport von Partikeln mit der Bodenlösung statt. Schluffig-tonige Böden mit Kohärentgefügen, wie in Colditz und Leipzig, sind weniger durchlässig. Auch die rohhumus- bzw. moderartigen Auflagehorizonte in Laußnitz, Olbernhau I und II sowie Bad Schandau weisen ein Kohärtgefüge und damit schlechtere Transporteigenschaften auf.

Von großer Bedeutung für die Adsorptionsfähigkeit des Bodens ist der Anteil der Tonminerale. Diese im Zuge der Gesteinsverwitterung sekundär gebildeten OH-haltigen Schichtsilikate gehören zur Tonfraktion des Bodens (<0.002 mm) und besitzen die Eigenschaft eines Ionenaustauschers. Auf Grund der negativen Ladungsstellen an ihrer Oberfläche sind sie in der Lage, Kationen aus der Bodenlösung anzulagern. Tonminerale weisen eine sehr viel größere spezifische Oberfläche auf als beispielsweise Quarz, der in den untersuchten Profilen den Hauptanteil der Sandfraktion bestimmt. So weisen Böden mit hohem Tonmineralanteilen wie in Leipzig, Colditz und Olbernhau prinzipiell höhere Kationenaustauschkapazitäten auf als Böden mit hohem Quarzanteil (Laußnitz, Bad Schandau; Abschnitt 3.2).

Die bevorzugte Adsorption der Radionuklide ^{226}Ra , ^{40}K , ^{134}Cs sowie ^{137}Cs an Tonminerale wurde in den Abschnitten 5.2 und 5.3 ausführlich erläutert. Gammaspektrometrische Messungen der Silt- und Tonfraktion ausgewählter Proben am Beispiel des Profils in Laußnitz (Anlage VIII) verdeutlichen eine Anreicherung dieser Nuklide in der Fraktion der Korngröße < 0,063 mm. Es ist eine deutliche Korrelation zwischen den Anreicherungskoeffizienten (Verhältnis der spezifischen Aktivität in der Silt-Fraktion zur spezifischen Aktivität der Gesamtprobe) und dem Schluff/Tongehalt-Gehalt der Böden zu erkennen (Abb. 33).

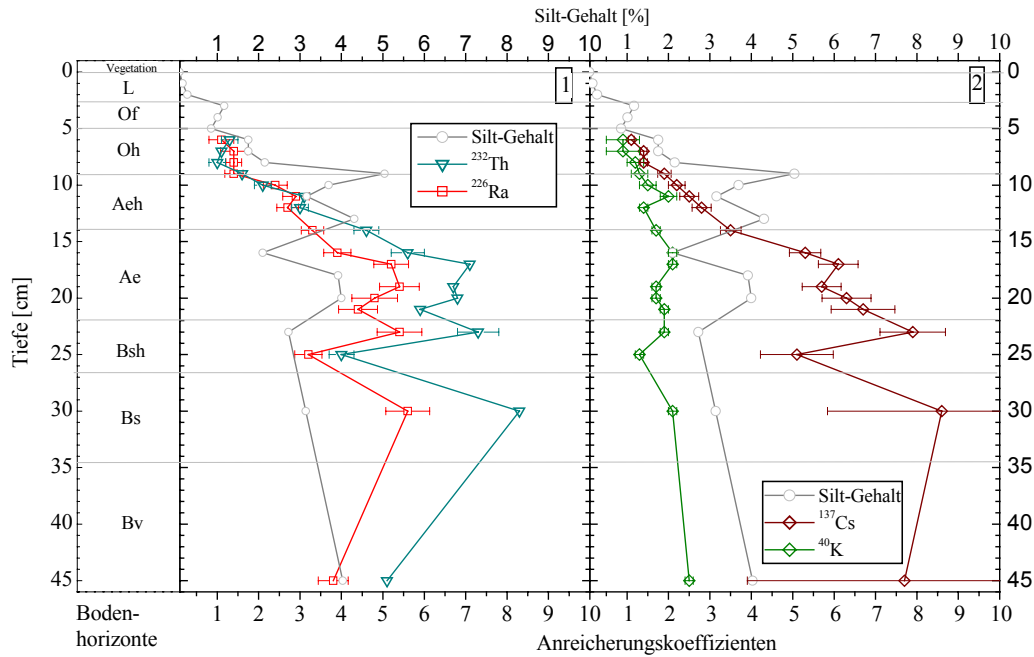


Abb. 33: Profil Laußnitz: [1] Anreicherungskoeffizienten der Radionuklide ^{226}Ra und ^{232}Th ; [2] Anreicherungskoeffizienten der Radionuklide ^{40}K und ^{137}Cs

Die massenmäßige Zusammensetzung der Kornfraktionen, deren Anordnung im Bodensystem sowie der Tonmineralanteil haben Einfluss auf die Sorptionsmöglichkeiten des Bodens und fixieren eine Reihe der oben aufgeführten Radionuklide.

Am Beispiel der Tiefenverteilung der Radionuklide im Stadttauenwaldprofil Leipzig wird jedoch deutlich, dass die physikalischen Bodeneigenschaften allein nicht die maßgebliche Rolle für den Rückhalt der Radionuklide im Boden spielen. Leipzig, das Profil mit dem höchsten Tongehalt weist gleichzeitig die niedrigsten Konzentrationen depositiv eingetragener Radionuklide bei vergleichbaren Eintragsraten (Abschnitt 6.2) auf. Folglich ist eine zweite Komponente wirksam, die zur Sorption der Radionuklide an Bodenkompartimente führt. Das können zum einen Organikmoleküle sein deren funktionelle Gruppen Sorptionsfunktionen im Boden übernehmen, zum anderen können Pflanzenwurzeln eine Rolle bei der Aufnahme und Speicherung der Radionuklide spielen.

Vegetation

Vegetation und Boden bilden als Kreislaufsystem eine untrennbare Einheit (Abb. 34). Die natürlichen Standortbedingungen des Bodens wie z.B. Nährstoff- und Wasserhaushalt bedingen die Existenz standortangepasster Waldgesellschaften. Andererseits beeinflusst auch die Vegetation den Boden in unterschiedlicher Weise (LAF 1996). Zum einen hat die Vegetation eine Stoffeintragsfunktion in den Boden. Durch Kronenauswaschung werden aus der Atmosphäre Stoffe gefiltert die über den Streufall oder den Stammabfluss in den Boden eingetragen werden. Das Nährstoffpotential absterbender Pflanzen gelangt auf ähnliche Weise in den Boden. Neben der Eintragsfunktion ist die Vegetation aber auch für den Nährstofftransport aus dem Boden verantwortlich. Über die Wurzeln erfolgt die Aufnahme der im Bodenwasser gelösten Nährstoffe, die über Leitungsbahnen in der Pflanze verteilt und dann gespeichert werden. Weiterhin übt die Vegetation eine Wasserspeicher- und Erosionsschutzfunktion aus und bestimmt das Waldklima, dass sich durch höhere Luftfeuchtigkeit und geringere Temperaturschwankungen im Vergleich zum Freiland auszeichnet. Das hat einen höheren Feuchtgehalt der Waldböden zur Folge.

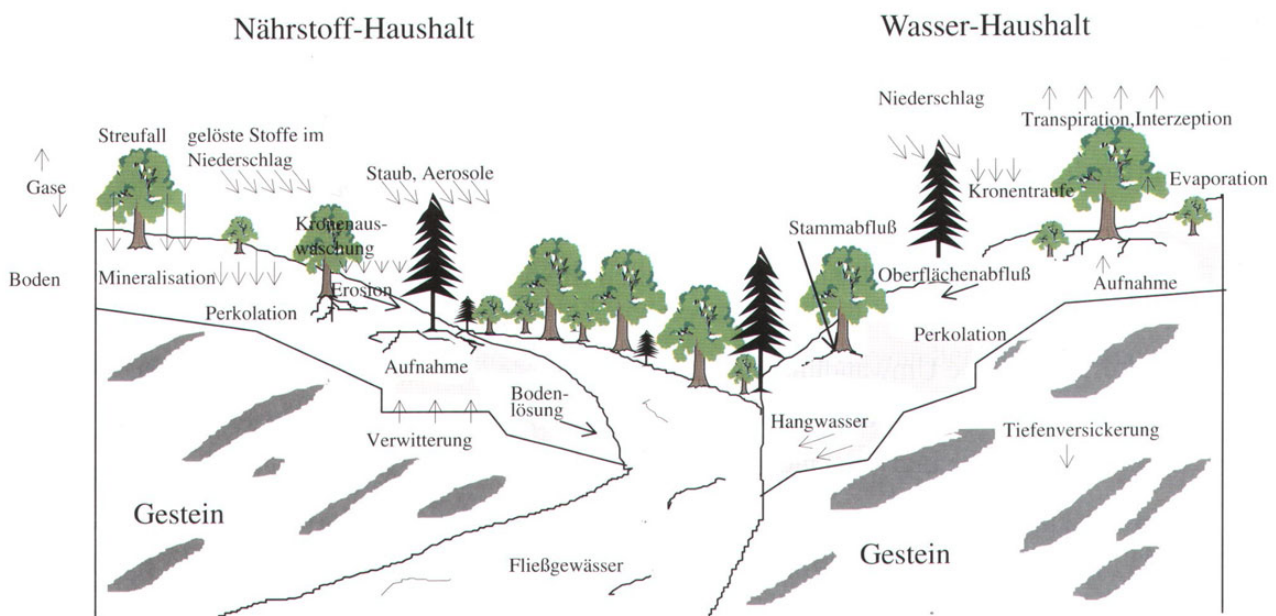


Abb. 34: Einheit von Vegetation und Boden im Nährstoff- und Wasserhaushalt von Waldökosystemen (LAF 1996, verändert nach CURLIN 1970)

Für die hier geführten Betrachtungen ist die Vegetationsart von Bedeutung, weil die Art der Streu die Struktur und den Aufbau des Humuskörpers sowie die Besiedelungsintensität durch Bodenfauna in erheblichem Maß bestimmt. Wurzeln scheiden organische Säuren und Komplexbildner aus, die an Verlagerungsvorgängen im Boden erheblich beteiligt sind (SCHACHTSCHABEL et al. 1998). Weiterhin beeinflusst die Bodenflora die Beschaffenheit des Bodengefüges, das heißt die räumliche Anordnung der festen Bodenkomponenten und der Bodenhohlräume, die Einfluss auf die Transport- und Sorptionseigenschaften des Bodens sowie auf die Sauerstoffversorgung ausüben. Die vorherrschenden oxidierenden oder reduzierenden Milieuverhältnisse bestimmen z.B. Fällungs- oder Umlagerungsprozesse von Eisenverbindungen.

Unter einer Vegetationsdecke, die schwer abbaubare Streu liefert sowie unter dichter lichtarmer Waldvegetation ohne ausgeprägten Unterwuchs bilden sich in der Regel mächtige

Humusaufgaben mit sehr eingeschränkter Besiedlung durch Bodenorganismen. Es kommt zu Huminstoffverlagerungen in die Tiefe (Podsolierung) Solche Verhältnisse wurden an den Standorten Laußnitz, Olbernhau I und II sowie Bad Schandau angetroffen. In Colditz und besonders auf der Fläche im Leipziger Stadtauenwald hingegen findet ein rascher Umsatz der Streu statt. Unter den sommergrünen Laubwäldern ist die Humusaufgabe geringmächtig (Colditz) bzw. fehlt vollständig (Leipzig).

Für die Akkumulation der Radionuklide spielen die Mächtigkeit und Beschaffenheit der Humusaufgabe sowie der Humushorizonte und das Angebot an organischem Kohlenstoff die entscheidende Rolle (Abschnitt 7.1.3). Somit ist die Standortvegetation indirekt ein wesentlicher Faktor für die Tiefenverteilung der Radionuklide innerhalb des Bodenprofils.

Vegetationsartspezifische Akkumulations- oder Migrationsprozesse auf Grund der Durchwurzelung einzelner Bodenhorizonte oder der Wurzeltiefe bestimmter Pflanzen konnten mit den hier durchgeführten Untersuchungen nicht signifikant nachgewiesen werden.

7.1.3 Rolle der organischen Substanz bei der Fixierung von Radionukliden

Wie die in Abschnitt 5.5 dargelegten Ergebnisse zeigen, besteht in der Tiefenverteilung einer Reihe von Radionukliden eine auffällige Korrelation zum SOM-Gehalt, so dass von einem Zusammenhang zwischen der Abbaugeschwindigkeit des organischen Materials und der Verlagerung der Radionuklide ausgegangen werden kann.

Im Einklang mit den Ergebnissen der vorliegenden Arbeit wird in der Literatur mehrfach dargestellt, dass Radionuklide, insbesondere Aktiniden-elemente wie Americium, Plutonium oder zweiwertige Metallionen, wie z.B. Pb^{2+} , bevorzugt an organische Substanz assoziiert und wenig mobil sind (COUGHTREY et al. 1984, BERTHA & CHOPPIN 1984, KIM 1986, LIVENS et al. 1987, RAMSAY 1988, CHOPPIN 1988, KIM et al. 1989, LIVENS & SINGLETON 1991).

Die Abbaugeschwindigkeit der Streu wird von Umweltbedingungen wie Temperatur, Feuchtigkeit, Bodenfaktoren sowie von der Herkunft und Zusammensetzung des Materials beeinflusst. Verholzte Pflanzenteile, Nadeln von Waldbäumen und Gewächse mit hohem Polyphenol- und Harzgehalten werden sehr langsam von Mikroorganismen besiedelt und folglich sehr langsam abgebaut. Die Abbaugeschwindigkeit steht weiterhin in engem Zusammenhang mit dem chemischen Aufbau der Moleküle. Einfache Monomere (Zucker, Aminosäuren), die unmittelbar für den Zellaufbau und die Energiegewinnung der Mikroorganismen genutzt werden können, werden sehr schnell verwertet. Makromoleküle (Cellulose, Stärke, Proteine) müssen vor der Verwertung erst in kleinere Bruchstücke gespalten werden. Stoffe mit hohem Anteil an aromatischen Kohlenstoffen (Lignin, Polyphenole) sind teilweise gar nicht abbaubar und bilden die Ausgangssubstanzen zur Bildung stabiler Huminstoffe. Diese Huminstoffe bilden sogenannte Binnenstrukturen, die an ihren Rändern funktionelle Gruppen aufweisen, die je nach dem pH-Wert der Umgebung durch Kationen abgesättigt sind. Eine Anlagerung von Radionukliden an diese funktionellen Gruppen wurde beispielsweise für die Anlagerung von ^{241}Am an Fulvosäuren nachgewiesen (KIRCHNER & EHLERS 2000). Die Binnenstrukturen der Huminstoffe sind sehr resistent und können über einen langen Zeitraum im System Boden erhalten bleiben (in tieferen Horizonten über 4000 Jahre; GISI 1997).

AGAPKINA et al. (1994) wies in Zusammenarbeit mit KRACKE & BUNZL (1995) nach, dass bestimmte Radionuklide nicht einfach als freie anorganische Ionen in der Bodenlösung auftreten, sondern mehr oder weniger fest an gelöste organische Moleküle fixiert sind. Mit Hilfe der Gelfiltration nahmen die Autoren eine Fraktionstrennung (nach

Molekulargewichten) gelöster organischer Substanzen vor und bestimmten darin u. a. die Nuklidaktivitäten von ^{137}Cs und ^{241}Am . Im Ergebnis dieser Untersuchungen bestätigte sich die Verschiedenartigkeit der Struktur und Zusammensetzung der organischen Substanz unterschiedlicher humoser Auflagehorizonte. So differenziert, wie die Natur der Organika, ist das Bindungsverhalten der Nuklide. Während ^{241}Am in allen Auflagehorizonten hauptsächlich an höhermolekulare Fraktionen (z.B. Lignin) angelagert war (mit Ausnahme des Ah-Horizonts, in dem ca. 25% der ^{241}Am -Aktivität in anorganischen Komponenten festgestellt wurde), reagiert ^{137}Cs viel variabler auf die Beschaffenheit der Organik. In den Of- und Oh-Horizonten war ^{137}Cs an eher niedermolekulare, organische Substrate adsorbiert, während sich die Verteilung mit zunehmender Tiefe gleichmäßig auf alle Fraktionen ausdehnt. Bemerkenswert ist in diesem Zusammenhang die zunehmende Assoziation von ^{137}Cs an anorganische Bestandteile, bei gleichzeitiger Abnahme des Gehaltes an organischer Substanz. Diese Fakten unterstreichen einmal mehr die höhere Flexibilität von Cäsium in organischen Bodenschichten gegenüber anderen künstlichen Nukliden und seine bevorzugte Bindung an Tonminerale, sobald diese im Boden auftreten.

Die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Untersuchungen belegen eine deutliche Akkumulation weiterer natürlicher und künstlicher Radionuklide, wie ^{210}Pb , ^{238}U , ^{125}Sb sowie ^{207}Bi in dem humifizierten Material der Of- und Oh-Horizonte. Eine Reihe von Standortfaktoren können den Umsatzprozess des organischen Materiales negativ beeinflussen. Dazu gehören niedrige pH-Werte, niedrige Bodentemperaturen, schwer umsetzbares Ausgangsmaterial, Wasser- oder Luftmangel.

Wie bereits dargelegt, beeinflussen die oben genannten Faktoren auch die Struktur und den Abbauprozess des organischen Materials der untersuchten Flächen, was zur Ausbildung unterschiedlichen Humusformen führt. Der Umsatz der Streu erfolgt im Leipziger Profil enorm schnell. Im Gegensatz dazu ist dieser Prozess im Laußnitzer Profil stark gehemmt. Auch auf den Olbernhauer Flächen sowie in Bad Schandau wird der Abbauprozess durch Säure- und Schwermetalleinträge verlangsamt. Infolge der Bildung Metallorganischer-Chelatkomplexe sind die Mehrzahl der eingetragenen Radionuklide an den Organikmolekülen fixiert. Ihre Verteilung findet gekoppelt an die Umsatzprozesse der organischen Substanz und deren Tiefenverlagerung durch Mikroorganismen statt. Auf diese Weise ist der Migrationspfad von Organikmolekülen während ihres Abbau- bzw. Umwandlungsprozesses durch atmosphärisch eingetragene Radionuklide markiert.

7.2 ^{210}Pb -Altersbestimmung in Böden

7.2.1 Bewertung

Zur Ermittlung des Alters der Bodenschicht wurde die ursprünglich für Seesedimente konzipierte und in Kapitel 4.7 ausführlich erläuterte Methode nach APPLEBY & OLDFIELD (1978) verwendet.

Die ermittelten, tiefenstufenabhängigen Altersangaben von künstlichen Radionukliden sollen im Folgenden mit den in Abschnitt 5.1 beschriebenen Zeitmarken verglichen werden.

In den Profilen Olbernhau I und Bad Schandau wurden die Aktivitätsmaxima der Radionuklide ^{241}Am und ^{207}Bi jeweils in einer Tiefe zwischen 6 und 7 cm im Oh-Horizont bestimmt. In derselben Tiefe wurde für das ^{210}Pb -Isotop ein Alter von 37-42 Jahren (Stand: 2002) ermittelt, was einem Eintragszeitpunkt zwischen 1960 und 1965 entspricht, der Periode, in der das Maximum der durch oberirdische Kernwaffentests emittierten Radionuklide in die Böden eingetragen wurde. Die Aktivitätsmaxima der 1986 eingetragenen Tschernobyl-Nuklide ^{125}Sb und ^{134}Cs liegen in beiden Profilen in ca. 4 cm Tiefe und fallen mit dem für ^{210}Pb ermittelten Eintragszeitpunkt in dieser Tiefe von 1986 zusammen (Abb. 36 und 39).

Auch in den Profilen Olbernhau II und Colditz wurde eine tiefenabhängige Übereinstimmung der Isotopenalter der Kernwaffennuklide und des entsprechenden ^{210}Pb -Alters ermittelt. Eine Differenz der Altersangaben besteht zwischen dem Tschernobylnuklid ^{125}Sb und dem ^{210}Pb -Alter in der entsprechenden Tiefe, während die Werte für ^{134}Cs wiederum gut mit dem ^{210}Pb -Alter harmonisieren (Abb. 37 und 38). Mit der Einschränkung, dass in den genannten Profilen jeweils nur ein Wert für die spezifische Aktivität von ^{125}Sb bestimmt wurde, dessen Repräsentanz für Aussagen zur Tiefenverteilung nicht ausreichend ist, kann man auch in Olbernhau I und Colditz von einer guten Übereinstimmung der Zeitmarken mit den Alterangaben für ^{210}Pb ausgehen.

Bei der Altersbestimmung von ^{210}Pb im Profil Laußnitz wurde ein Korrekturfaktor (vergl. Abschnitt 4.7) verwendet. Aus Unterlagen des zuständigen Forstamtes geht hervor, dass im Jahr 1912 auf der Laußnitzer Fläche nach einer Bestandsrodung eine Neuaufforstung mit zusätzlichem Erdauftrag stattfand. Demzufolge ist der ^{210}Pb -Eintragszeitraum für die Fläche bekannt. Vom Datum der Probenahme an zurückgerechnet beträgt er 87 Jahre. Die Abweichung zwischen korrigierten und unkorrigierten ^{210}Pb -Altersangaben sind in Abb. 35 dargestellt. Die korrigierten Werte zeigen eine wesentlich bessere Übereinstimmung der natürlichen Zeitmarken mit den Alterangaben für ^{210}Pb .

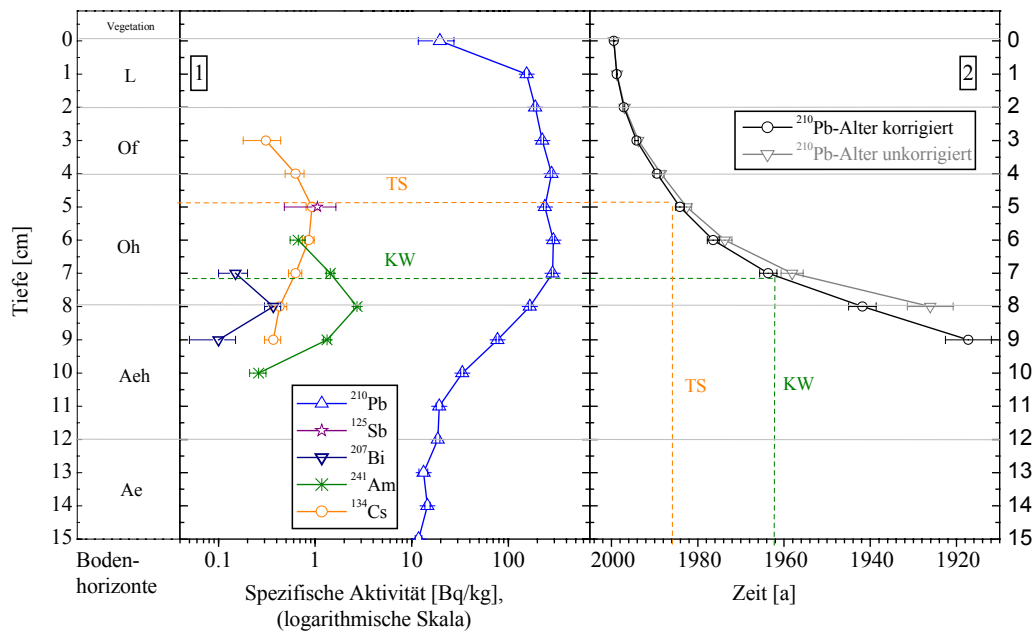


Abb. 35: Profil Laufnitz: [1] Tiefenverteilung natürlicher radioaktiver Zeitmarken sowie des Radionuklides ^{210}Pb ; [2] ^{210}Pb -Altersbestimmung
TS - Tschernobylereignis, KW - Kernwaffenfallout

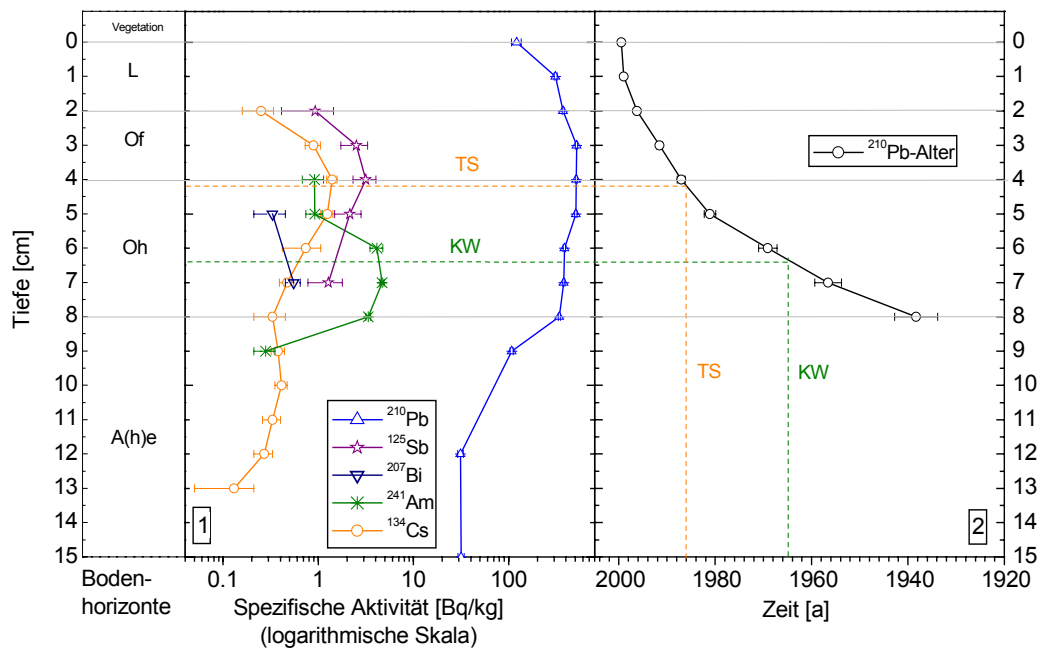
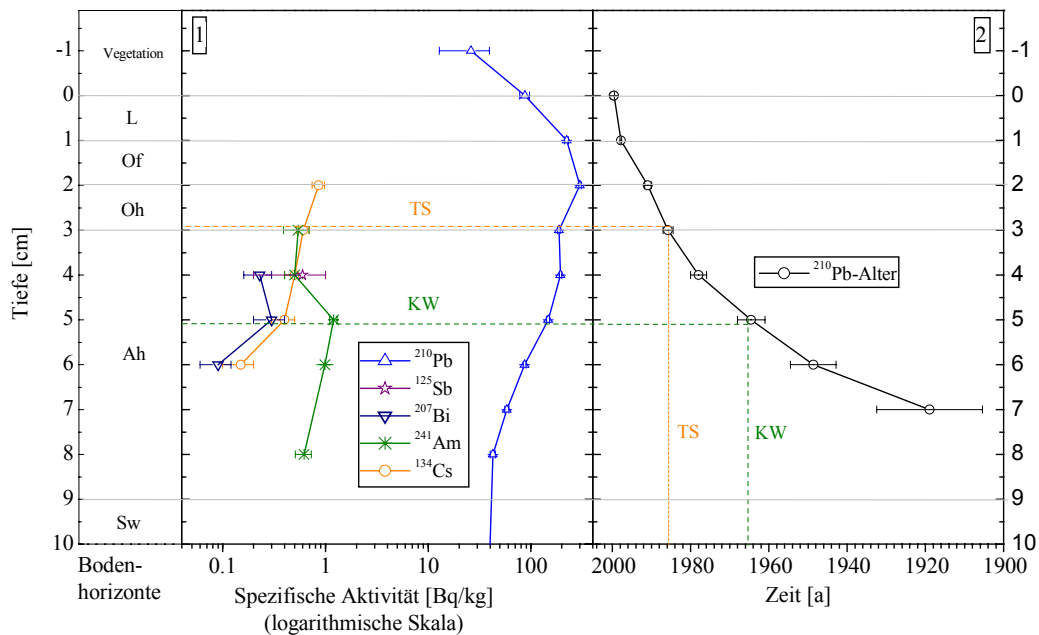
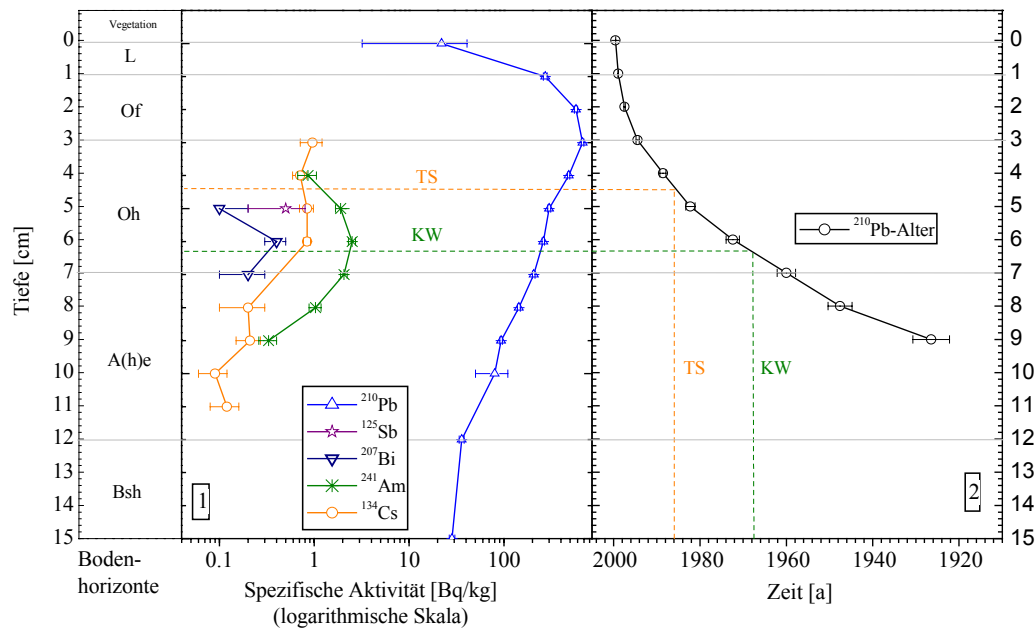


Abb. 36: Profil Olbernhau I: [1] Tiefenverteilung natürlicher radioaktiver Zeitmarken sowie des Radionuklides ^{210}Pb ; [2] ^{210}Pb -Altersbestimmung
TS - Tschernobylereignis KW - Kernwaffenfallout



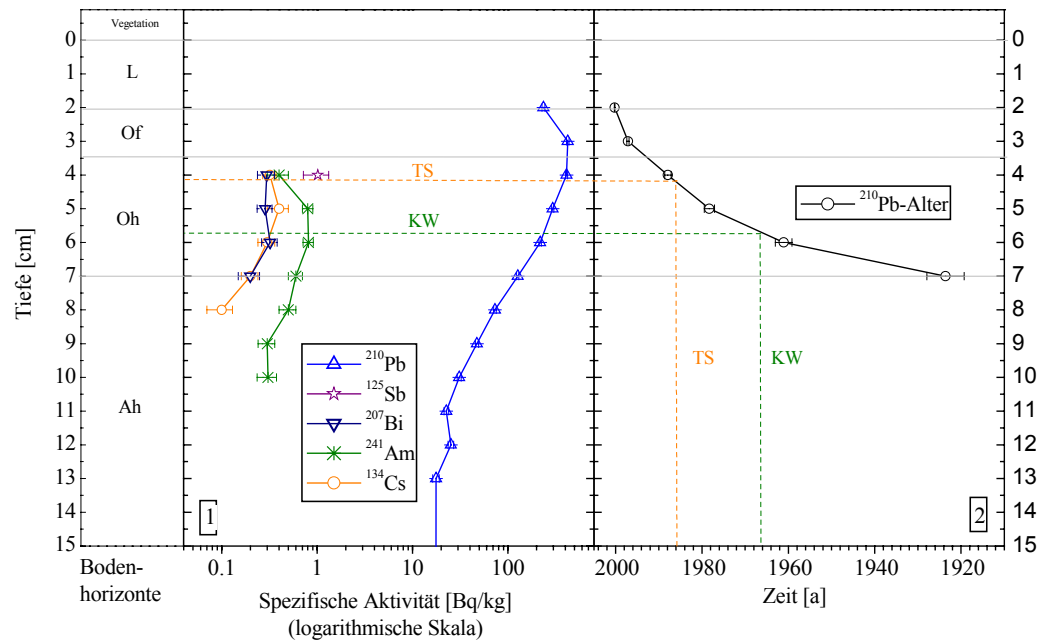


Abb. 39: Profil Bad Schandau: [1] Tiefenverteilung natürlicher radioaktiver Zeitmarken sowie des Radionuklides ^{210}Pb
 [2] ^{210}Pb -Altersbestimmung
 TS - Tschernobylereignis KW - Kernwaffenfallout

7.2.2 Anwendbarkeit der Methode in Forstböden

In Abschnitt 5.5 wurde die bevorzugte Akkumulation der Nuklide ^{241}Am , ^{207}Bi , ^{125}Sb und ^{210}Pb an organisches Material erläutert. Es wurde davon ausgegangen, dass ihre Verteilung im Boden hauptsächlich gekoppelt an die Umsatzprozesse der organischen Substanz und deren Tiefenverlagerung durch Mikroorganismen stattfindet. Folglich stammt das organische Material aus der Umgebung der Aktivitätsmaxima der Radionuklide ^{241}Am und ^{207}Bi aus deren Haupteintragszeit Mitte der 60er Jahre und das organische Material im Bereich des Aktivitätsmaximums von ^{125}Sb stammt aus dem Jahr 1986. Die Übereinstimmung dieser Zeitmarken mit dem ^{210}Pb -Alter in gleicher Tiefe ist ein Indiz für die Stichhaltigkeit dieser Altersangaben des organischen Materials.

Man kann die oben erläuterte Altersbestimmung von Bodenhorizonten anwenden, sofern man die Betrachtungen auf die organische Auflage eines Bodenprofils beschränkt, die in der Regel keine Mineralbodenanteile enthält bzw. einen sehr geringen Prozentsatz (Oh-Horizont). In den Humushorizonten der Profile (Ah-, Aeh-Horizont) dürfen die Altersangaben ausschließlich auf den organischen Anteil bezogen werden. In der vorliegenden Arbeit charakterisiert die als Horizontalter bezeichnete Größe die Zeitspanne in der das organische Material einem definierten Abbauschritt unterliegt. Somit ist das Horizontalter ein Maß für die Abbaugeschwindigkeit.

Am Beispiel der Ergebnisse der Altersbestimmung von Auflagehorizonten der untersuchten Bodenprofile soll der Zusammenhang zwischen Abbaugeschwindigkeit, Humusform und Horizontalter verdeutlicht werden.

Günstige Standortbedingungen (Abschnitt 7.1.2) haben einen schnellen Stoffumsatz zur Folge. Der Abbauprozess des organischen Materials erfolgt sehr schnell. Es kommt nicht zur Ausbildung mächtiger organischer Auflagehorizonte. Die Zeitspanne, nach der das organische Material in einer Zersetzungsstufe vorliegt und einen charakteristischen Bodenhorizont bildet, ist kurz. Folglich ist das Horizontalter gering. Charakteristische Humusformen für solche Bedingungen sind Mull bzw. mullartiger Moder. Im Profil Colditz (Humusform: F-Mulls- bzw. mullartigen Moder), hat der Of-Horizont ein Alter von 2-9 Jahren, der Oh-Horizont ist ca. 9-14 Jahre alt und für den Ah-Horizont wurde ein Alter von ca. 14 Jahren im Hangenden und 80 Jahren im Liegenden ermittelt (Abb. 40). Die Verweilzeit des organischen Materials in der Auflage beträgt im Colditzer Profil 14 Jahre und nach 80 Jahren ist der Abbauprozess vollzogen.

Bedingungen, die den Abbauprozess der organischen Substanz hemmen, führen zur Ausbildung mächtiger Auflagehorizonte, in denen die Verweilzeit des organischen Materials sowie der Zersetzungsprozess sehr lang sein können. Das Alter dieser Horizonte ist entsprechend hoch. Unter diesen Bedingungen entstehen Humusformen wie Moder und Rohhumus. So sind in den Profilen Laußnitz, Olbernhau I und II sowie Bad Schandau, mit den Humusformen Rohhumus, rohhumusartiger Moder und mullartiger Moder die Horizonte wesentlich älter als im Colditzer Profil. Beispielsweise wurden für den Of-Horizont im Profil Olbernhau I ein Alter von ca. 3-12 Jahren und für den Oh-Horizont ein Alter von ca. 12-60 Jahren ermittelt (Abb. 40). Die Verweilzeit des organischen Materials in der Auflage ist im Profil Olbernhau I ca. vier mal länger als in Colditz.

Die vorgelegten Datierungsergebnisse rechtfertigen eine Anwendung des CRS-Modells zur Altersbestimmung humoser Auflagehorizonte in Waldböden, da es in Wäldern in der Regel zur Ausbildung mächtiger und gut horizontaler Auflageschichten kommt und bedingt durch den jährlichen Streufall, ein kontinuierlicher Eintrag organischen Materials erfolgt.

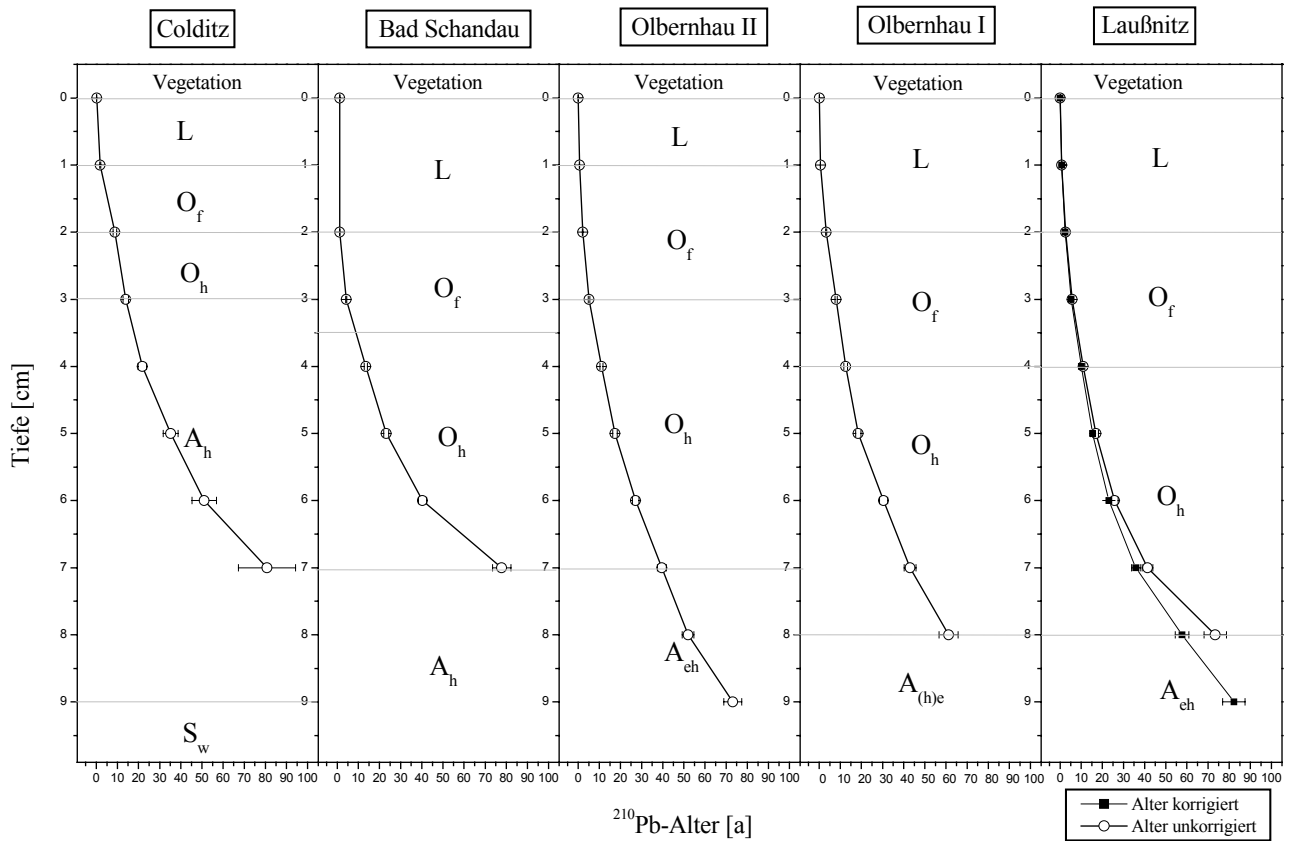


Abb. 40: Alter der Bodenhorizonte in den untersuchten Profilen auf der Grundlage der ^{210}Pb -Altersbestimmung;
Humusformen: Colditz - Moder, Bad Schandau - Moder, Olbernhau I und II - Rohhumusartiger Moder, Laußnitz - Rohhumus

8 Schlussfolgerungen

Die Tiefenverteilung natürlicher, künstlicher und kosmogener Radionuklide kann als Indikator für Transfer- und Bodenbildungsprozesse in Waldökosystemen herangezogen werden.

Unter den künstlichen Radionukliden wiesen die beiden Cäsiumnuklide ^{134}Cs und ^{137}Cs die höchste Mobilität auf. ^{137}Cs wurde auf allen untersuchten Flächen über die gesamte Profillänge von der humosen Auflage bis in den mineralischen Untergrund nachgewiesen. Als spezifische Bindungsplätze für die Cs-Nuklide kommen in erster Linie Kationenaustauschplätze der Tonminerale in Frage. Innerhalb der organischen Auflagehorizonte tritt die Bindung an Pilzhyphen in den Vordergrund.

Die Verteilung der Radionuklide ^{125}Sb , ^{241}Am und ^{207}Bi beschränkt sich auf die organischen Auflagehorizonte (Of- und Oh-Horizont) bzw. auf den huminstoffakkumulierten Teil des A-Horizontes (Ah-Horizont). Folglich treten diese radioaktiven Nuklide bevorzugt in organischen Kohlenstoffverbindungen auf. Eine Ausnahme stellt das Profil Leipzig dar. Hier wurden die oben genannten Radionuklide nicht nachgewiesen, was auf den geringen Anteil organischen Materials im Oberboden zurückgeführt wird.

In allen Profilen, das Leipziger ausgenommen, korreliert das Aktivitätsmaximum von ^{125}Sb sehr gut mit dem von ^{134}Cs . Es wurde in den organischen Horizonten (Of- und Oh-Horizont) bestimmt. Die maximalen Konzentrationen der Radionuklide ^{241}Am und ^{207}Bi liegen deutlich tiefer. Sie wurden im Übergangsbereich des Oh-zum A-Horizont, bzw. direkt im Ah-Horizont nachgewiesen. Das deutet auf eine zeitgleiche Tiefenverlagerung beider radioaktiver Nuklide hin und unterstreicht die Gemeinsamkeiten ihrer Emissionsbedingungen in die Atmosphäre.

Zwischen den Gliedern der natürlichen Zerfallsreihen treten eine Reihe radioaktiver Ungleichgewichte auf. Am deutlichsten hebt sich die ^{210}Pb -Anreicherung in den organischen Auflagehorizonten ab. Sie resultiert einerseits aus dem zusätzlichen atmosphärischen Eintrag von ^{210}Pb als Folgenuklid des kurzlebigen Edelgasnuklids ^{222}Rn , andererseits aus der bevorzugten Bindung von ^{210}Pb an organischem Material. Das radioaktive Ungleichgewicht zwischen ^{226}Ra und dem primordialen Mutternuklid ^{238}U resultiert aus der Bildung von Huminsäure-Metallkomplexen der Humin- und Fulvosäuren mit Uran. Diese Komplexbildung führt zu einer Urananreicherung in den Oberböden der untersuchten Profile (mit Ausnahme des Leipziger Profils) und wird erst in den B- bzw. C-Horizonten ausgeglichen. Im Profil Leipzig dominiert auf Grund des geringen Anteils organischer Substanz die Uransorption an Tonminerale.

Wie ^{226}Ra erfährt auch ^{232}Th keine Anreicherung im Oberboden der untersuchten Profile. Entsprechend seiner geochemischen Eigenschaften bildet es keine Komplexverbindungen mit Huminstoffen. Auch das natürliche Radionuklid ^{40}K ist in den Of- und Oh-Horizonten infolge deren Verarmung an Tonmineralen stark abgereichert. In allen Profilen wurde eine ausgeprägte Korrelation der ^{226}Ra -, ^{238}U -, ^{232}Th - und ^{40}K -Aktivitäten zum Silt-Gehalt des Bodensubstrates festgestellt.

Das kosmogene Radionuklid ^7Be ist als Indikator für Transferprozesse und Bodenentwicklung ungeeignet, da seine Messbarkeit im Boden bedingt durch die geringe Halbwertszeit zeitlich stark begrenzt ist.

Die oben gemachten Ausführungen dokumentieren, dass die Radionuklide ^{134}Cs , ^{137}Cs , ^{226}Ra , ^{232}Th und ^{40}K bevorzugt an Tonmineralen sorbiert werden. Für die Radionuklide ^{125}Sb , ^{241}Am , ^{207}Bi , ^{210}Pb und ^{238}U gilt: bei ausreichender Menge organischer Substanz im Boden überwiegt die Bindungskapazität der Huminstoffe die der Tonminerale. Das heißt, der Anteil des organisch gebundenen Kohlenstoffs innerhalb eines Bodenprofils ist der bestimmende Parameter für die Tiefenverteilung radioaktiver Nuklide. Darum hängt die zeitabhängige Verlagerung der Radionuklide in Waldböden ausschlaggebend von der Mächtigkeit und Beschaffenheit der Humus- und organischen Horizonte ab. Standortfaktoren, die den Umsatzprozess des organischen Materials und dessen Verlagerung in die Tiefe beeinflussen,

wie z. B. Aciditätsgrad des Bodens, mikrobielle Aktivität, Bodenart und Beschaffenheit des organischen Ausgangsmaterials (Vegetation) üben einen indirekten Einfluss auf die Transferprozesse der Radionuklide im Boden aus.

Da für die atmosphärisch eingetragenen Radionuklide ^{210}Pb , ^{125}Sb , ^{241}Am und ^{207}Bi Eintragszeitpunkt und Eintragsmenge bekannt sind und sie bevorzugt von organischem Material sorbiert werden, ist der Abbauprozess des organischen Materials im Boden durch diese radioaktiven Nuklide markiert.

Böden mit einer mächtigen Humusauflage und eingeschränktem Stoffumsatz sind Langzeitspeicher für radioaktive Nuklide. Die Aufnahme von Radionukliden durch die Vegetation kann kontinuierlich über einen langen Zeitraum erfolgen. Kennzeichnende Humusformen solcher Böden sind Rohhumus und Moder. Die Humusform Mull charakterisiert hingegen einen schnellen Umsatz der organischen Substanz. Am Beispiel des Profils Leipzig wird deutlich, dass Waldböden mit einer schnellen Umsatzrate des organischen Materials sehr geringe Konzentrationen atmosphärisch eingetragener Radionuklide aufweisen.

Eine Anwendung des CRS-(constant rate of supply) Modells zur Altersbestimmung des radioaktiven ^{210}Pb -Isotops in Waldböden ist gerechtfertigt, da es in Wäldern in der Regel zur Ausbildung mächtiger und gut horizontierter Auflageschichten kommt und bedingt durch den jährlichen Streufall, ein kontinuierlicher Eintrag organischen Materials erfolgt. Bedingt durch ihre Fixierung an organisches Material stellen die Radionuklide ^{125}Sb , ^{241}Am und ^{207}Bi Zeitmarken dar, die in Kopplung mit der ^{210}Pb -Datierung nach dem CRS-Modell zur Altersbestimmung des Bodenmaterials organischer Auflagehorizonte herangezogen werden können. Es besteht ein direkter Zusammenhang zwischen der Geschwindigkeit des Stoffumsatzes in den Auflagehorizonten und dem ermittelten Horizontalter. Profile mit schnellem Stoffumsatz weisen geringere Horizontalter auf als Profile mit gehemmtem Stoffumsatz. Das ermittelte Alter organischer Bodenhorizonte stellt ein Maß für die Abbaugeschwindigkeit des organischen Materials dar.

9 Zusammenfassung

Ziel der vorliegenden Arbeit war die Untersuchung der zeitabhängigen Verlagerung natürlicher, künstlicher und kosmogener Radionuklide. Die Tiefenverteilung dieser radioaktiven Nuklide im Boden gab Aufschlüsse über Transferprozesse in der Pedosphäre. Damit konnte ihr Wirkungszeitraum innerhalb des Stoffkreislaufes im Waldökosystem sowie in der Nahrungskette bestimmt werden. Mit dem definierten Abklingen der Radioaktivität und der weitgehend bekannten Zeitabhängigkeit des Eintrages bestand die Möglichkeit, Wanderungs- und Umwandlungsprozesse zu beschreiben. Entsprechende Ergebnisse sind auf andere Stoffe übertragbar. Auf diese Weise wurde das Gefahrenpotential eingeschätzt, das durch die Aufnahme radioaktiver Substanzen durch Pflanzen besteht. Außerdem konnten die Migrationseigenschaften verschiedener Elemente in der ungesättigten Bodenzone mit Hilfe radioaktiver Isotope sehr spezifisch untersucht werden.

Die im Rahmen der vorliegenden Arbeit bestimmten Radionuklide sind geogenen, kosmogenen bzw. künstlichen Ursprungs. Zu den geogenen Radionukliden, die auf Grund ihrer langen Halbwertszeit aus der Zeit der Elemententstehung bis in die Gegenwart existieren, gehören u.a. ^{235}U , ^{238}U , ^{232}Th und ^{40}K . Sie werden durch Verwitterungsprozesse aus den Gesteinen freigesetzt und entsprechend ihrer geochemischen Eigenschaften transportiert.

Kosmogene Radionuklide werden ständig durch die Einwirkung kosmischer Strahlung auf die Erdatmosphäre neu produziert. Ihr Eintrag erfolgt durch Deposition gebunden an Aerosolpartikel. In dieser Arbeit wurde das kosmogene Radionuklid ^7Be untersucht.

Künstliche Radionuklide entstehen in größeren Mengen bei der Nutzung der Kernenergie durch den Menschen (z. B. bei Kernwaffenexplosionen oder bei der Kernenergiegewinnung). Durch oberirdische Kernwaffentests in den fünfziger bis Mitte der sechziger Jahre wurden u. a. die in dieser Arbeit untersuchten Nuklide ^{137}Cs , ^{241}Am und ^{207}Bi bis in die Stratosphäre transportiert und über die gesamte Erde verteilt. Emissionen aus Kernkraftwerksanlagen, insbesondere nach Störfällen (z. B. Tschernobyl), gelangten dagegen nur in die Troposphäre. Ihre Verteilung und Ablagerung erfolgte entsprechend der meteorologischen Bedingungen. Die vorliegenden Untersuchungen beziehen sich auf die radioaktiven Nuklide ^{134}Cs , ^{137}Cs und ^{125}Sb .

Die Entnahme des Probenmaterials der vorliegenden Untersuchungen erfolgte auf sechs ausgewählten Level II - Dauerbeobachtungsflächen des forstlichen Umweltmonitorings in Sachsen. Sie sind lokalisiert in Laußnitz (Düben-Niederlausitzer Bergland), Olbernhau (Mittleres Erzgebirge), Colditz (Sächsisch-Thüringisches Löss-Hügelland), Bad Schandau (Elbsandsteingebirge) sowie Leipzig (Leipziger Tieflandsbucht). Auf diesen Flächen ist eine Störung der Profile durch bodenbeeinträchtigende forstwirtschaftliche Arbeiten weitestgehend ausgeschlossen.

Die Flächenauswahl beruhte auf Unterschieden der einzelnen Profile hinsichtlich der stratigraphischen Einordnung des Boden-, Humus- und Substrattyps, der Vegetation, der meteorologischen Situation sowie der Radionuklideintragsrate. Profilweise wurde eine Dünnschichtbeprobung durchgeführt, wobei jede Probe eine definierte Fläche mit einer Mindestmächtigkeit von 1 cm erfasst.

Mittels Low-level-Gammaspektrometrie konnten die Radionuklide über die von ihnen emittierte Gammastrahlung sehr empfindlich und in geringsten Konzentrationen nachgewiesen werden.

Auf einem 36 % p-type und einem 38 % n-type HPGe-Detektor wurden gleichzeitig mehrere Nuklide quantitativ analysiert. Im Anschluss an die Messungen stand das Material für weitere Untersuchungen zur Verfügung.

Entsprechend der Untersuchungsergebnisse wurde das Radionuklid ^{137}Cs in allen untersuchten Profilen über die gesamte Profillänge nachgewiesen, was auf seine erhöhte Mobilität hinweist. Das Aktivitätsmaximum von ^{137}Cs liegt in allen Profilen in den

organischen Bodenhorizonten, obwohl gerade in diesen Lagen kaum spezifische Cs-fixierende Austauschplätze vorhanden sind. Ursache dieser Anreicherung ist die Aufnahme von Cs durch Pilze, die in den humosen Auflagehorizonten 70-80% der mikrobiellen Biomasse ausmachen können.

Das Radionuklid ^{134}Cs wurde ebenfalls in den organischen Bodenhorizonten nachgewiesen. Das Aktivitätsverhältnis beider Cs-Nuklide in diesen Bodenhorizonten stimmt innerhalb des Fehlerlimits mit dem für den Tschernobylunfall angegebenen Verhältnis von 1,9 überein. Folglich enthalten die organischen Bodenhorizonte der untersuchten Profile vorrangig abgestorbenes Pflanzenmaterial aus der Zeit des Tschernobylunfalls.

Im Gegensatz zu den Cs-Nukliden beschränkt sich die Tiefenverteilung der radioaktiven Nuklide ^{125}Sb , ^{241}Am und ^{207}Bi mit Ausnahme des Leipziger Profils im wesentlichen auf die organischen Auflagehorizonte. Die Mobilität dieser Nuklide ist gegenüber den Cs-Nukliden stark eingeschränkt. Das Aktivitätsmaximum von ^{125}Sb korreliert sehr gut mit dem von ^{134}Cs (das Profil Leipzig ausgenommen), während die maximale Anreicherung der Nuklide ^{241}Am und ^{207}Bi deutlich tiefer, im Übergangsbereich des Oh- zum A-Horizont bzw. direkt im Ah-Horizont (Colditz) gemessen wurde. Die Aktivitätsmaxima von ^{241}Am und ^{207}Bi korrelieren mit dem Peakmaximum des Waffencäsiums.

Die ^{137}Cs -Aktivität des Profils Leipzig liegt um das 6- bis 8-fache unter der Aktivität der anderen untersuchten Profile. ^{134}Cs tritt ebenfalls nur in sehr geringen Konzentrationen im Ah-Horizont auf. Weitere künstliche Radionuklide wurden im Leipziger Profil nicht gefunden. Als Ursache dafür wird der geringe Gehalt organisch gebundenen Kohlenstoffs im Leipziger Profil und damit verbunden das Fehlen geeigneter Kationenaustauschplätze angesehen.

Das kosmogene Radionuklid ^7Be wurde in allen Profilen nur in den oberen 3-4 cm der humosen Auflagehorizonte (L-, Of-Horizont) bestimmt. Seine Messbarkeit im Boden ist auf Grund der geringen Halbwertszeit (53 Tage) zeitlich stark begrenzt.

Auffällig ist in fast allen Profilen (ausgenommen das Leipziger Profil) eine deutliche ^{210}Pb -Anreicherung in den organischen Auflagehorizonten. Sie resultiert einerseits aus dem zusätzlichen atmosphärischen Eintrag von ^{210}Pb als Folgenuklid des kurzlebigen Edelgasnuklides ^{222}Rn , andererseits aus der bevorzugten Bindung von Blei an organisches Material. Die deutliche Akkumulation von ^{238}U in dem humifizierten Material der Auflagehorizonte resultiert aus der Bildung von Uranyl-Huminstoffkomplexen des sechswertigen Urans mit Humin- und Fulvosäuren. Die ^{226}Ra -Aktivität ist umgekehrt proportional zum Sandgehalt des Bodens. In den humosen Auflagehorizonten ist ^{226}Ra gegenüber Uran abgereichert, was zu einem radioaktiven Ungleichgewicht zwischen ^{226}Ra und dem primordialen Mutternuklid ^{238}U führt. Radioaktive Ungleichgewichte sowie die typische Urananreicherung in den Humushorizonten sind im Profil Leipzig nicht zu verzeichnen, da der Gehalt an organischer Substanz zu gering ist. Hier überwiegt die Uransorption an Tonmineralen.

Entsprechend seiner geochemischen Eigenschaften bildet das vierwertige Thorium keine Komplexverbindungen mit Huminstoffen. ^{232}Th ist in allen Profilen gleichmäßig über die Profillänge verteilt. Die Aktivitätskonzentration des natürlichen Nuklides ^{40}K ist in den Vegetationshorizonten der Profile sehr hoch. In den Of- und Oh-Horizonten sinkt sie auf Grund der Tonmineralverarmung drastisch ab. Von den A-Horizonten bis in den mineralischen Unterboden behält die Aktivität sehr homogene Werte bei.

Bedingt durch ihre Fixierung an organisches Material stellen die Radionuklide ^{125}Sb , ^{241}Am und ^{207}Bi Zeitmarken dar, die in Kopplung mit der ^{210}Pb -Datierung nach dem CRS- (constant rate of supply) Modell (Appleby & Oldfield 1978) zur Altersbestimmung des Bodenmaterials organischer Auflagehorizonte herangezogen werden können.

Anhand der ermittelten Aktivitätskonzentrationen wurden Eintragsmengen und Flächenaktivitäten der atmosphärisch eingetragenen Radionuklide sowie Bodengehalte der

den natürlichen Radionukliden entsprechenden stabilen Elementen bestimmt. Die berechneten Elementgehalte im Boden liegen innerhalb der Fehlergrenzen im Bereich der Clarke-Werte und zeigen hohe Kompatibilität mit den Ergebnissen der ICP Massenspektrometrie.

Anhand der vorliegenden Untersuchungsergebnisse ist der Anteil des organisch gebundenen Kohlenstoffes innerhalb eines Bodeprofils der bestimmende Parameter für die Tiefenverteilung radioaktiver Nuklide. Die zeitabhängige Verlagerung der Radionuklide in Waldböden hängt ausschlaggebend von der Mächtigkeit und Beschaffenheit der humosen Auflageschicht ab. Standortfaktoren, die den Umsatzprozess des organischen Materials und dessen Verlagerung in die Tiefe beeinflussen, wie z. B. der Aciditätsgrad des Bodens, die mikrobielle Aktivität, die Bodenart und die Beschaffenheit des organischen Ausgangsmaterials (Vegetation) üben einen indirekten Einfluss auf die Transferprozesse der Radionuklide im Boden aus.

Der Abbauprozess des organischen Materials ist durch atmosphärisch eingetragene Radionuklide markiert. Böden mit einer mächtigen Humusauflage und eingeschränktem Stoffumsatz sind Langzeitspeicher für radioaktive Nuklide. Kennzeichnende Humusformen solcher Böden sind Rohhumus und Moder. Es besteht ein direkter Zusammenhang zwischen der Geschwindigkeit des Stoffumsatzes in den Auflagehorizonten und dem ermittelten Horizontalalter. Profile mit schnellem Stoffumsatz in den Auflageschichten wiesen geringere Horizontalalter auf als Profile mit gehemmtem Stoffumsatz. Das ermittelte Alter organischer Bodenhorizonte stellt ein Maß für die Abbaugeschwindigkeit des organischen Materials dar.

Literaturverzeichnis

- AARKROG A, DAHLGAARD H, HOLM E, HALLSTADIUS L (1984): Evidence for bismuth-207 in global fallout. *J. Environ. Radioact.*, 1, 107
- AGAPKINA GI, BERKETOVA LV, TIKHOMIROV FA (1988): Availability of calcium for plants in organic compounds of the soil solution. (russ.), *Agrokhimiya*, 1, 61 ff
- AGAPKINA GI, TIKHOMIROV FA Shcheglov AI (1994): Dynamics and chemical forms of radionuclide compounds in the liquid phase of a forest soil at the Chernobyl accident zone. (russ.) *Ekologiya*, 1, 21-28
- AHRENS LH (1952): The Use of ionization potentials, I. Ionic Radii of the Elements. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2, 155-169
- AICHBERGER KW, BACHLER W, BICHLER H (1982): Schwermetalle in Böden Oberösterreichs und deren Verteilung im Bodenprofil. *Landwirtsch. Forsch.*, 38, 350-362
- ALLOWAY BJ (1999): Schwermetalle in Böden. Analytik, Konzentrationen, Wechselwirkungen. Springer, Berlin, Heidelberg, 132-373
- ALTEN F, GOTTWICK R (1933): Ein Beitrag zur Frage der Vertretbarkeit des Kaliums durch Rubidium und Caesium für die Pflanzenernährung. *Ernähr. Pflanze* 29, 393-399
- ANDERSON JPM, DOMSCH KH (1980): Quantities of plant nutrients in the microbial biomass of selected soils. *Soil Science* 130, 211-216
- APPLEBY PG, OLDFIELD F (1978): The calculation of lead-210 dates assuming a constant rate of supply of unsupported ²¹⁰Pb to the sediment. *Catena*, 5, 1-8
- ARBEITSGEMEINSCHAFT BODENKUNDE (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung. Hannover 1994, 81-104
- ARNOLD JR, AL-SALIH HA (1955): Beryllium-7 produced by cosmic rays. *Science*, 121, 451-453
- ASCHE N, BEESE F (1986): Untersuchungen zur Schwermetalldeposition in einem sauren Waldboden. *Z. Pflanzenernähr. Bodenk.*, Weinheim, 149, 172-180
- BARSC H, BILLWITZ K, BORK H-R (2000): Arbeitsmethoden in Physiogeographie und Geoökologie. Klett-Perthes, Gotha, Stuttgart, 342-343
- BARSC H, BILLWITZ K, SCHOLZ E (1984): Labormethoden in der physischen Geographie. Haak, Gotha, 76
- BERGSETH H, STUANES A (1976): Selektivität von Humusmaterial gegenüber einigen Schwermetallionen. *Acta Agric Scand*, 26, 52-58
- BERTHA EL, CHOPPIN GR (1984): Interactions of humic and fulvic acids with Eu(III) and Am(III). *Radiochim. Acta.*, 35, 143 ff.
- BEUS AA (1960): Grundzüge der Geochemie des Berylliums und der genetischen Typen der Berylliumlagerstätten. (russ.) Akademie der Wissenschaften der UdSSR, Moskau
- BML (1997): Dauerbeobachtungsflächen im Wald – Methodenleitfaden für das Level-II-Programm. Bundesministerium für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten, Bonn
- BML (1997): Methodenleitfaden für das Level-II-Programm der Dauerbeobachtungsflächen im Wald. Bundesministerium für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten, 1, 22-31
- BRÜCKMANN A (1992): Radioaktives Cäsium nach dem Tschernobyl-Reaktorunfall in Waldökosystemen: Transfer Boden-Pflanze-Boden – Verhalten im Boden und in Pflanzen. *Berichte des Forschungszentrums Waldökosysteme, Reihe A*, 90, Göttingen

- BRÜCKMANN A, BRUMME R, GRAVENHORST G (1988): Radionuklidbilanz von 4 Waldökosystemen nach dem Reaktorunfall in Tschernobyl und eine Bestimmung der trockenen Deposition. Berichte des Forschungszentrums Waldökosysteme/Waldsterben, Göttingen, 9, 179-298
- BRUEMMER GW, GERTH J, HERMS U (1986): Heavy metal species, Mobility and Availability in Soils. Z. Pflanzenernähr. Bodenk., Weinheim, 149, 382-398
- BUNDESAMT FÜR STRAHLENSCHUTZ Fachbereich Strahlenschutz (1992): Die Auswirkungen des Unfalls im sowjetischen Kernkraftwerk Tschernobyl auf das Territorium der ehemaligen DDR im Jahre 1989. ST – 1/92, Bundesamt für Strahlenschutz, Berlin
- BUNDT M (2000): Highways through the soil; Properties of preferential flow paths and transport of reactive compounds. Dissertation, Swiss Federal Institute of Technology, Zürich, 11-29
- BUNZL K, FÖRSTER H, KRACKE W, SCHIMMACK W (1994): Residence Times of fallout $^{239+240}\text{Pu}$, ^{238}Pu , ^{241}Am and ^{137}Cs in the upper horizons of an undisturbed grassland soil. J. Environ. Radioact., **22**, 11
- BUNZL K, KRACKE W (1988): Cumulative deposition of ^{137}Cs , ^{238}Pu , $^{239+240}\text{Pu}$ and ^{241}Am from global fallout in soils from forest, grassland and arable land in Bavaria (FRG). J. Environm. Radioact., **8**, 1
- BUNZL K, KRACKE W, SCHIMMACK W (1992): Vertical migration of plutonium-239 + -240, americium-241 and caesium-137 fallout in a forest soil under spruce, Analyst, **117**, 469
- BÜTTNER L, HAASE D, RICHTER W, KASPERIDUS H-D (2001): Flurabstandsakarten der Grundwasseroberfläche in den Flussauen von Leipzig: TIN-Modellierung (ARC-INFO) und Darstellung (ARC-VIEW). Poster zum 53.Geographentag in Leipzig
- BUTZ-BRAUN R (1995): Tonmineralogische Beratung, im Auftrag der LAF, Dr. H. Andreae. Materialien der Sächsischen Landesanstalt für Forsten, Graupa
- CHOPPIN GR (1988): Humics and radionuclide migration. Radiochim. Acta., 44/45, 23 ff.
- COUGHTREY PJ (1984): Radionuclide distribution and transport in terrestrial and aquatic ecosystems. BALKEMA AA (ed.), Plutonium, Rotterdam, 29, 1-93
- CRUIKSHANK AJ, COWPER G, GRUMMITT WE (1956): Produktion of Be-7 in the atmosphere. Can. J. Chem., **34**, 214-219
- CURLIN JW (1970): Models of the hydrologic cycle. in: Analysis of the temperate forest ecosystems. Ecological Studies 1, Reichle DE (ed.), Springer Verlag, Berlin
- CURRIE LA, (1968): Analytische Chemie. **40**, 586
- DEBERTIN K, HELMER RG (1988): Gamma- and x-ray spectrometry with semiconductor detectors, Elsevier Science Pub., North-Holland
- DEGERING D (1988): Aktivierungsanalytische Spurenelementbestimmung in geologischen Proben mittels Zyklotron- und Reaktorbestrahlung. Dissertation, Bergakademie Freiberg, Fakultät für Mathematik und Naturwissenschaften, Freiberg, 23 – 25
- DEGERING D (1997): Messungen an Luftfilterproben. TU Bergakademie Freiberg, Institut für Angewandte Physik, unveröffentlicht
- DEGERING D, SCHLENKER S (2000): Radionuklide behaviour in natural organic matter. In: 5th International Conference on Nuclear and Radiochemistry, II, PSI, Pontresina, 449-452
- DEGERING D, SCHLENKER S (2001): Radionukliduntersuchungen an Bodenprofilen. In: Materialien zum Bodenschutz, Bodenmonitoring in Sachsen, LfUG, 85-88

- DURHAM RW JOSHI SR (1980): Recent sedimentation rates, ^{210}Pb fluxes, and particle settling velocities in Lake Huron, Laurentian Great Lakes. *Chem. Geol.*, 31, 53-66
- EISSMANN L, LITT T (1994): Das Quartär Mitteldeutschlands, Ein Leitfaden und Exkursionsführer mit einer Übersicht über das Präquartär des Saale-Elbe-Gebietes. *Altenbg. nat.wiss. Forsch.*, Altenburg, 7, 97-101
- ERKENBERG A, Prietzel J, Rehfuss K-E (1996): Schwefelausstattung ausgewählter europäischer Waldböden in Abhängigkeit vom atmosphärischen S-Eintrag. *Z. Pflanzenernähr. Bodenk.*, 159, 101-109
- EUROPEAN COMMISSION (1998): Atlas of caesium deposition on Europe after the Chernobyl accident. Commission of the European Communities, Luxemburg
- FIEDLER H-J, RÖSLER H-J (1987): Spurenelemente in der Umwelt. Reihe Umweltforschung, VEB Gustav Fischer Verlag, Jena, 1, 278
- FUHRMANN R (1999): Klimaschwankungen im Holozän nach Befunden aus Talsedimenten Mitteldeutschlands. In: *Altenburger Naturwissenschaftliche Forschungen*, 11
- GABELMANN JW (1977): Migration of uranium and thorium-exploration significance. *Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 3, 1-150
- GISI U, SCHENKER R, SCHULIN R, STADELMANN FX, STICHER H (1997): *Bodenökologie*. Thieme, Stuttgart, 2, 158 ff.
- GREENLAND D.J. (1971): Interactions between humic and fulvic acids and clays. University of Minnesota, St. Paul, Soil Science, 34-41
- GSF mensch+umwelt (1989): Plutonium. Gesellschaft für Strahlen- und Umweltforschung mbH, München, 6, 5-25
- HAAKE R KÖRBER HG (1973): *Klima und Witterung im Erzgebirge*. Akademie –Verlag-Berlin
- HAASE D (1999): Beiträge zur Geoökosystemanalyse in Auelandschaften – Säurestatus und Pufferfunktionen der Waldböden in den Leipziger Flußauen. Dissertation, Fakultät für Physik und Geowissenschaften der Universität Leipzig, UfZ-Bericht Nr. 19/1999, Leipzig
- HAASE D, SCHNEIDER B (2001): Untersuchungen von Einträgen und deren Auswirkungen auf urban beeinflusste Auenwaldböden. In: *Freiburger Forstliche Forschungsberichte*, München,
- HALBACH P, von BORSTEL D, GRUNDERMANN KH (1980): The uptake of uranium by organic substances in a peat bog environment on a granitic bedrock. *Chem. geol.*, 29, 117-138
- HARDY P, KREY PW, VOLCHOK HL (1973): Global inventory and distribution of fallout plutonium. *Nature*, 241, 444
- HILDEBRAND EE (1974): Die Bindung von Emissionsblei in Böden. *Freiburger Bodenkdl. Abh.*, 4, 1-147
- HIROSHIMA PEACE MEMORIAL MUSEUM (I/2002): Damage caused by nuclear testing and general nuclear-related damage, <http://www.pcf.city.hiroshima.jp/peacesite/English/Stage2/2-4E.html>
- HÖTZL H, ROSNER G, WINKLER R (1987): Ground depositions and air concentrations of chernobyl fallout radionuclides at Munich-Neuherberg. *Radiochim. Acta*, 41, 181
- HURTIG HW (1990): Die Immissionsbelastung von Böden durch Antimon. *VDI Berlin*, 837, 91-102
- IAEA (1968): *Isotopes and radiation in soil organic-matter studies*, IAEA Vienna

- JOSHI SR, MCNEELY R (1988): Detection of fallout ^{155}Eu and ^{207}Bi in a ^{210}Pb -dated lake sediment core. J. Radioanal. Nucl.Chem., Articles, 122, 183
- KABISCH K, HÄNSEL C. (1989): Umweltschutz Umweltgestaltung. Beiträge des Arbeitskreises „Ökologie und Umweltgestaltung“ der Karl-Marx-Universität Leipzig, Heft 1, Physik und Chemie atmosphärischer Immission
- KAHL T (1991): Bodenkontamination mit ^{137}Cs im Jahr 1986. Freie Universität Berlin, Fachrichtung Kartographie, Berlin
- KÄSTNER M, STOTTMEISTER U (2000): Organische Schadstoffe in Böden und Gewässern. In: Umwelt und Mensch – Langzeitwirkungen und Schlussfolgerungen für die Zukunft. Hrsg. FRITSCH W, ZERLING L (2001), Verlag der SAW, Leipzig 34
- KERNDORF H (1980): Analytische und experimentelle Untersuchungen zur Bedeutung der Humin- und Fulvosäuren als Reaktionspartner für Schwermetalle in anthropogen belasteten und unbelasteten Regionen. Dissertation, Johannes Gutenberg-Universität, Mainz
- KIM G, HUSSAIN N, CHURCH TM, CAREY W L (1997): The fallout isotope ^{207}Bi in a Delaware salt marsh: a comparison with ^{210}Pb and ^{137}Cs as a geochronological tool. Sci, Total Environ, 196, 31
- KIM JI (1986): Chemical behaviour of transuranic elements in natural aquatic systems. In: Handbook on the Physics and Chemistry of the Actinides. FREEMAN AJ, KELLER C (ed.) North Holland, Amsterdam, 413 ff.
- KIM JI, Buckau G, Bryant E, Klenze R (1989): Complexation of Am(III) with humic acid. Radiochim. Acta, 48, 135
- KINNIBURGH DG (1981): Cation adsorption by hydrous metal oxides and clay. In: Adsorption of Inorganics at Solid-Liquid Interfaces, Anderson M A & Rubin A J, Ann Arbor Science, USA, 91-160
- KIRCHNER G, EHLERS H (2000): Zum Einfluß von Fulvosäuren auf die Radionuklidverlagerung in Böden. In: Verhandlungen der DPG, Physik Verlag, Bremen, 108
- KLOKE A (1980): Richtwerte '80; Orientierungsdaten für tolerierbare Gesamtgehalte einiger Elemente in Kulturböden. Mitt VDLUFA, 1-3, 9-11
- KOLJONEN T (1992): Geochemical Atlas of Finland. Part 2, In: REIMANN C, CARITAT P (1998): Chemical Elements in the environment. Springer, 17-357
- KRACKE W, BUNZL K (1995): Association of chernobyl-derived $^{239+240}\text{Pu}$, ^{241}Am , ^{90}Sr and ^{137}Cs with organic matter in the soil solution. Elsevier, 3, 257-269
- KREY PW, HARDY EP, PACHUKI C, ROURKE F, COLUZZA J, BENSON WK (1976): Mass isotopic composition of global fall-out plutonium in soil. In: Transuranium Nuclides in the environment, Proc. of the Symp. on Transuranium Nuclides in the Environment, San Francisco 1975, IAEA-SM-199/39, Vienna 1976, 671
- KUMURA K (1985): RADIOISOTOPES 34, 555
- LAF (1996): Wald und Boden. Sächsische Landesanstalt für Forsten, Graupa, 7, 8-14
- LAF (2000): Der sächsische Wald im Dienst der Allgemeinheit. Sächsisches Landesamt für Forsten, Graupa, 2-48
- LIESER KH & STEINKOPF T 1989 Chemistry of radioactive cesium in the hydrosphere and in the geosphere. Radiochim. Acta, 46, 39-47

- LIESER KH (1991): Einführung in die Kernchemie. 3. Aufl., VCH, Weinheim, 157-190
- LIVENS FR, BAXTER MS, ALLEN SE (1987): Association of plutonium with soil organic matter. Soil Sci., 144, 24 ff
- LIVENS FR, SINGLETON DL (1991): Plutonium and americium in soil organic matter. J. Environ. Radioactivity, 13, 323
- LOOS & EICHLER (1990): Auftreten und Herkunft von ^{207}Bi . ZfK, 710
- LOPATKINA AP (1967): Conditions of accumulation of uranium in peat. Geochem. Int., 4, Nr.3, 577-588
- LOWMAN FG, PALUMBO RF (1962): Occurrence of bismuth-207 at Eniwenok atoll. Nature, 193, 796
- LOWSON RT, SHORT SA, (1985): In: BULMAN RA, COPPER JR (Hrsg.) Speciation of fission and activation products in the environment. Elsevier Applied Science, London, 128-142
- MENZEL RG (1954): Competitive uptake by plants of potassium, rubidium, cesium and calcium, strontium, barium from soils. Soil Science, 77, 419-425.
- METEOROLOGISCHER UND HYDROLOGISCHER DIENST (1953): Klima-Atlas der deutschen Demokratischen Republik. Akademie-Verlag, Berlin
- METZNER I, (1991): Zur Geochemie ausgewählter Bodenformen im Erzgebirge und Vogtland. Dissertation, Bergakademie Freiberg, 50-52
- MILITZER H, WEBER F (1985): Angewandte Geophysik. Bd. 2, Akademie-Verlag, Berlin, 280-358
- MOORE HE, POET SE (1976): ^{210}Pb fluxes determined from ^{210}Pb and ^{226}Ra soil profiles. Jour. Geophys. Res., 81, 1056-1058
- NORSETH T, MARTINSEN I (1988): Biological monitoring of antimony. In: Biological monitoring of toxic metals, Clarkson T W ed al., Plenum Press, New York, 337-367
- ORTEC (1994): GammaVision Gamma-ray Spectrum Analysis and MCA Emulation for Microsoft Windows 3.x, A66-BI, Version 1,0. EG&G ORTEC, U.S.A.
- PAULI FW (1975): Heavy metal humates and their behaviour against hydrogen sulfide. Soil Sci., 119
- PFENNIG G, KLEWE-NEBENIUS H, SEELMANN-EGGEBERT W (1995): Karlsruher Nuklidkarte. 6. Aufl., Forschungszentrum Karlsruhe GmbH, Druckhaus Haberbeck GmbH, Lage
- PODOBJEDOV NS (1985): Naturressourcen der Erde und Umweltschutz.(russ.) Nedra, Moskau, 203-208
- POLYAKOV NT, SMIRNOV (1961): The content of natural Be-7 isotope in the air at the altitude of 9-10 kilometers. Geochemistry (USSR) (engl. transl.), 6, 1074-1079
- POLYVYANNII IR, ABLANOV AD, BATYRBEKOVA SA, SYSOEB LN (1973): Wismutmetallurgie.(russ.) Nauka, Alma-Ata, 1
- PREUBE W (1993): Höhenstrahlungsinduziertes Nulleffektspektrum von Gammastrahlungsdetektoren. Dissertation, TU Bergakademie Freiberg, Fakultät für Mathematik und Naturwissenschaften, Freiberg
- RABEN G, ANDREAE H, MEYER-HEISIG M (2000): Long-term acid load and its consequences in forest ecosystems of Saxony (Germany). Water, Air and Soil Pollution 122, 93-103.
- RAMSAY JDF (1988): The role of colloids in the release of radionuclides from nuclear waste. Radiochim. Acta., 44/45, 165

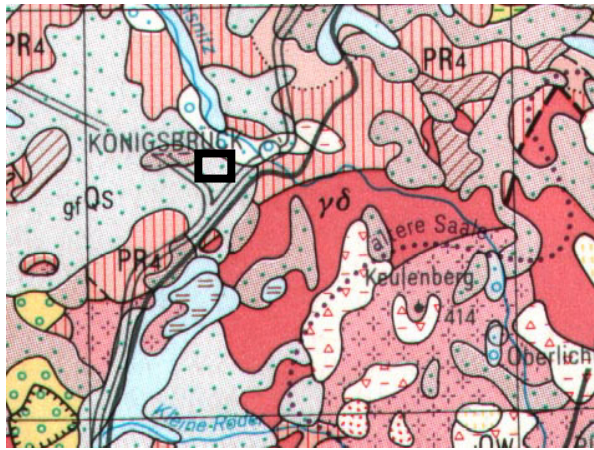
- RAST H (1959): Geologischer Führer durch das Elbsandsteingebirge. Bergakademie Freiberg
- ROBBINS JA, EDGINGTON DN (1975): Determination of recent sedimentation rates in Lake Michigan using Pb-210 and Cs-137. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39, 285-304
- RODENAS C, GOMEZ J, QUINDOS LS, FERNANDEZ PL, SOTO J (1997): ⁷Be concentrations in air, rain water and soil in Cantabria (Spain). *Appl. Radiat. Isot.*, 4, 545-548
- RÖMMELT R, HIRSCH L, SCHASLLER G, WIRTH E (1990): Influence of soil fungi (basidiomycetes) on the migration of Cs 134 + 137 and Sr 90 in coniferous forest soils. Transfer of Radionuclides in natural and semi-natural Environments. DESMET G et al.(ed.), Elsevier, London, 152-160
- RÖSLER HJ, LANGE H (1975): Geochemische Tabellen. 2. Aufl., VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig
- SÄCHSWALDG (1992): Waldgesetz für den Freistaat Sachsen vom 10.04.1992. In: Gesetze des Freistaates Sachsen. Hrsg. Knöll H-J, Antoni M, Ministerium des Inneren, Brandenburg, Potsdam, Dresden, Verlag C.H. Beck, München, 10
- SCHACHTSCHABEL P, BLUME H-P, BRÜMMER G, HARTGE K-H, SCHWERTMANN U (1998): Scheffer/Schachtschabel Lehrbuch der Bodenkunde. 14. Aufl., Enke, Stuttgart
- SCHALLER G, LEISING C, KRESTEL R, WIRTH E (1993): Vergleichende Betrachtung von Caesium und Kalium im Boden. Schriftenreihe Reaktorsicherheit und Strahlenschutz, BMU, grm Vertriebsservice, Eggenstein-Leopoldshafen, 30- 53
- SCHLENKER S (2001): Tiefenverteilung von Radionukliden in Forstböden. In: Wissenschaftliche Mitteilungen, TU Bergakademie Freiberg, **16**, 47-56
- SCHLENKER S, DEGERING D, UNTERRICKER S, RABEN G (2001): Distribution of radionuclides in forest soils of varying pedochemistry. *Rad. Phys. Chem.*, **61**, 705-706
- SCHLENKER U (1987): Geochemische Kartierung anthropogen veränderter Landschaften. Dissertation Bergakademie Freiberg, Institut für Mineralogie und Lagerstättenkunde, Freiberg
- SCHLICHTING E, Blume H-P, Stahr K (1995): Bodenkundliches Praktikum. Eine Einführung in pedologisches Arbeiten für Ökologen, insbesondere Land- und Forstwirte und für Geowissenschaftler. Blackwell Wiss.-Verl., Berlin, Wien, 2, 158-159
- SCHULTE A, BLUM WEH (1977): Schwermetalle in Waldökosystemen. In: MATSCHULLAT J, TOBSCHALL HJ, VOIGT HJ: Geochemie und Umwelt; Relevante Prozesse in Atmo-, Peto- und Hydrosphäre. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, 53-74
- SCHWERTMANN U, SÜSSER P, NÄTSCHER L (1987): Protonenpuffersubstanzen in Böden. *Z Pflanzenernähr. Bodenk.*, 150, 174-178
- SHINOHARA A, SAITO T, BABA H (1986): *Appl. Radiat. Isot.*, *Appl. Instrum. Part A* 37,10, 1025
- SMUL (1998): Waldzustandsbericht. Sächsisches Staatsministerium für Umwelt und Landwirtschaft, Dresden, 33-48
- SMUL (1999): Waldzustandsbericht. Sächsisches Staatsministerium für Umwelt und Landwirtschaft, Dresden, 45-57
- SMUL (2000): Waldzustandsbericht. Sächsisches Staatsministerium für Umwelt und Landwirtschaft, Dresden, 46-53
- STIER O (1981): Untersuchungen zur Verteilung von Uran in Gesteinen, Böden und Bachsedimenten der Granitmassive des südöstlichen Bayerischen Waldes mit besonderer

- Berücksichtigung der geochemischen Uranexploration. Dissertation, Rheinisch - Westfälische Technische Hochschule, Aachen
- STOLZ W (1990): Radioaktivität - Grundlagen – Messung - Anwendung. 2. Aufl., Carl Hanser Verlag, München, Wien
- SUZUKI E, KUSUNOKI K (1983): Annual reports on radioactivity survey. Tokyo. Ministry of Agriculture and Fisheries, Japan, 38
- THOR R, ZUTSHI PK (1958): Annual deposition of cosmic ray produced Be-7 at equatorial latitudes. *Tellus*, 10, 99-103
- ULRICH B (1981): Ökologische Gruppierung von Böden nach ihrem chemischen Bodenzustand. *Z Pflanzenernähr. Bodenk.*, 144, 289-305
- ULRICH B, MAYER R, KHANNA PK (1979): Die Deposition von Luftverunreinigungen und ihre Auswirkungen in Waldökosystemen im Solling. *Schriften der Forstl. Fak. d. Univ. Göttingen*, Sauerländer Verlag, 58
- UNSCEAR (1977): Sources and effects of ionizing radiation. In: Annex C, Radioactive contamination due to nuclear explosions. United Nations Scientific Committee on the Effects of Atomic Radiation, New York
- UNTERRICKER S, DEGERING D (1987): *ZfK*, 621
- VEB GEOLOGISCHE FORSCHUNG UND ERKUNDUNG (1973): Geologische Übersichtskarte der Bezirke Dresden, Karl-Marx-Stadt und Leipzig Maßstab 1: 400000 mit Erläuterungen. Ministerium für Geologie, Freiberg
- VINOGRADOV AP (1954): Geochemie seltener und nur in Spuren vorhandener chemischer Elemente im Boden. Akademie Verlag, Berlin
- VINOGRADOV AP (1962): Die Durchschnittsgehalte der chemischen Elemente in den Hauptarten der Eruptivgesteine. (russ.) *Geochimija*, 7, 555-571
- VOLAND B, GÖTZE J (1988): Gesetzmäßigkeiten der geochemischen Zusammensetzung von Aerosolen unterschiedlicher Herkunft. *Z. angew. Geol.*, 34, 313-318
- WALLBRINK PJ, MURRAY AS (1993): The use of fallout radionuclides as indicators of erosion processes. *J. Hydrol. Process.*, 7, 297-304
- WEDEPOHL KH (1995): The composition of the continental crust. In: REIMANN C, CARITAT P (1998): *Chemical Elements in the environment*. Springer, 17-357
- WELANDER AD (1967): Symposium in Radioecology. Eds. Nelson DJ and Evans FC, US Atomic Energy Comm
- WHITTAKER EJW & MUNTUS R (1970): Ionic radii for use in geochemistry. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 34, 945-956
- WINKELMANN I et al. (1986): Ergebnisse von Radioaktivitätsmessungen nach dem Reaktorunfall in Tschernobyl. ISH-99, Institut für Strahlenhygiene des Bundesgesundheitsamtes, Neuherberg
- WITKAMP M, AUSMUS BS (1976): Processes in decomposition and nutrient transfer in forest systems. *The Role of Terrestrial and Aquatic Organisms in Decomposition Processes*. ed ANDERSON JM AND MACFADYEN A, Blackwell Scient. Publication, Oxford, 375-396
- WUNDERER M, KRINNER U, LINDNER G (1993): Rücklösung von Cäsium-Radionukliden aus Sedimenten von Süßwasserseen durch biogene Ammonium-Ionen. In: *Umweltradioaktivität, Radioökologie, Strahlenschutz*, Hrsg. Winter M et al., Verlag TÜV Rheinland, Köln

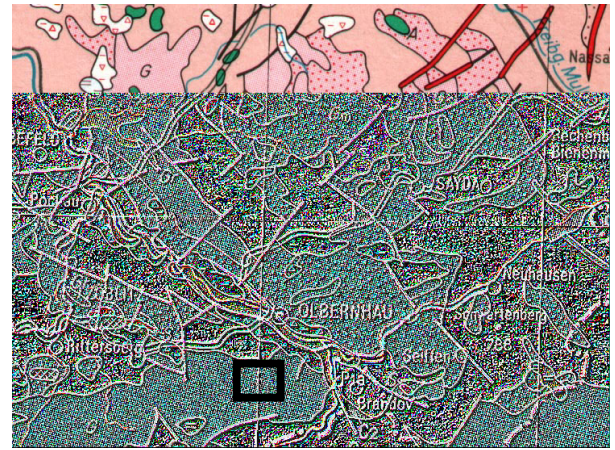
YOSHIHARA K, YAGI T, SEKINE T, MITSUGASHIRA T, ISHIKAWA Y (1988): ^{207}Bi in environmental samples and model calculations concerned with its occurrence. Isotopenpraxis, 24, 273

Anlagenverzeichnis

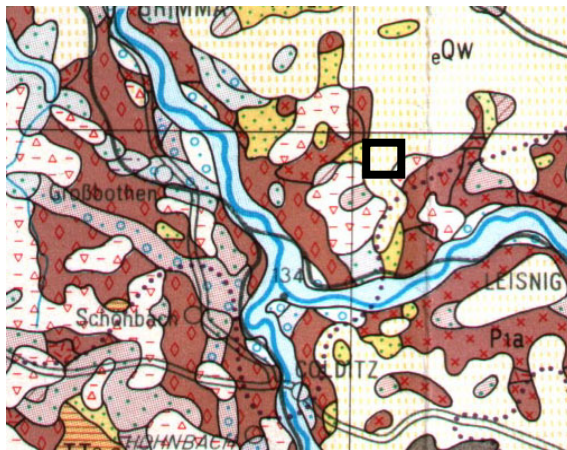
Anlage I	Lage der Untersuchungsgebiete innerhalb der Bodenregionen Sachsens Maßstab 1:1000000
Anlage II	Ausschnitte aus der Geologischen Übersichtskarte des Freistaates Sachsen Maßstab 1:400000
Anlage III	Pedologische Profilbeschreibungen
Anlage IV	Technische Darstellung des Probenahmegerätes
Anlage V	Physikalische Kennwerte der Bodenproben
Anlage VI	Spezifische Aktivität künstlicher Radionuklide
Anlage VII	Spezifische Aktivität natürlicher und kosmogener Radionuklide
Anlage VIII	Spezifische Aktivität natürlicher und künstlicher Radionuklide der Silt- und Tonfraktion; Profil Laußnitz
Anlage IX	Kornverteilung
Anlage X	pH-Werte
Anlage XI	SOM-Gehalte
Anlage XII	Ergebnisse der Differenziellen Thermogravimetrischen Analysen



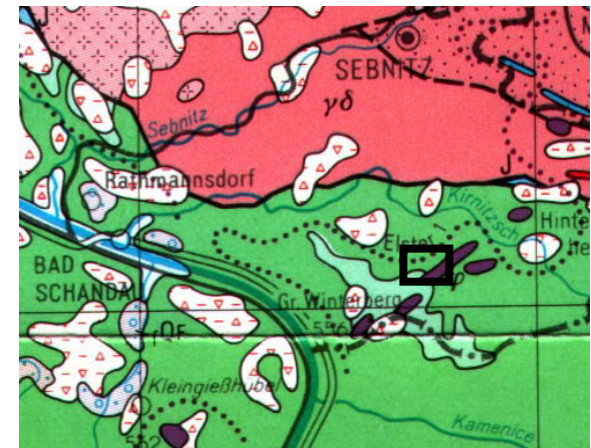
Laubnitz



Olbernhau I und II



Colditz



Bad Schandau

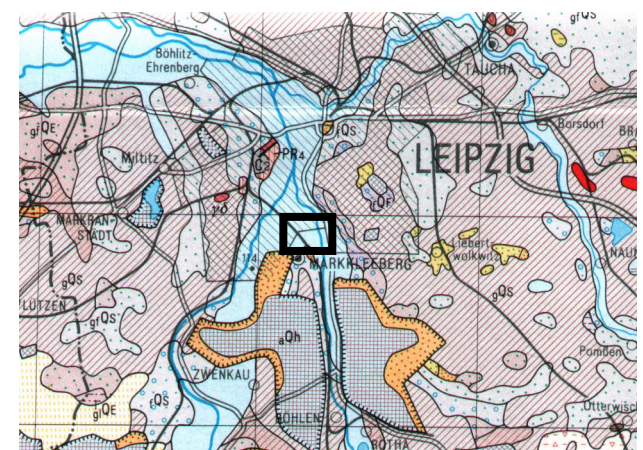
Anlage II: Ausschnitte aus der
Geologischen Übersichtskarte des
Freistaates Sachsen M 1 : 400000

Herausgeber: Sächsisches Landesamt
für Umwelt und Geologie; Bereich
Boden und Geologie;

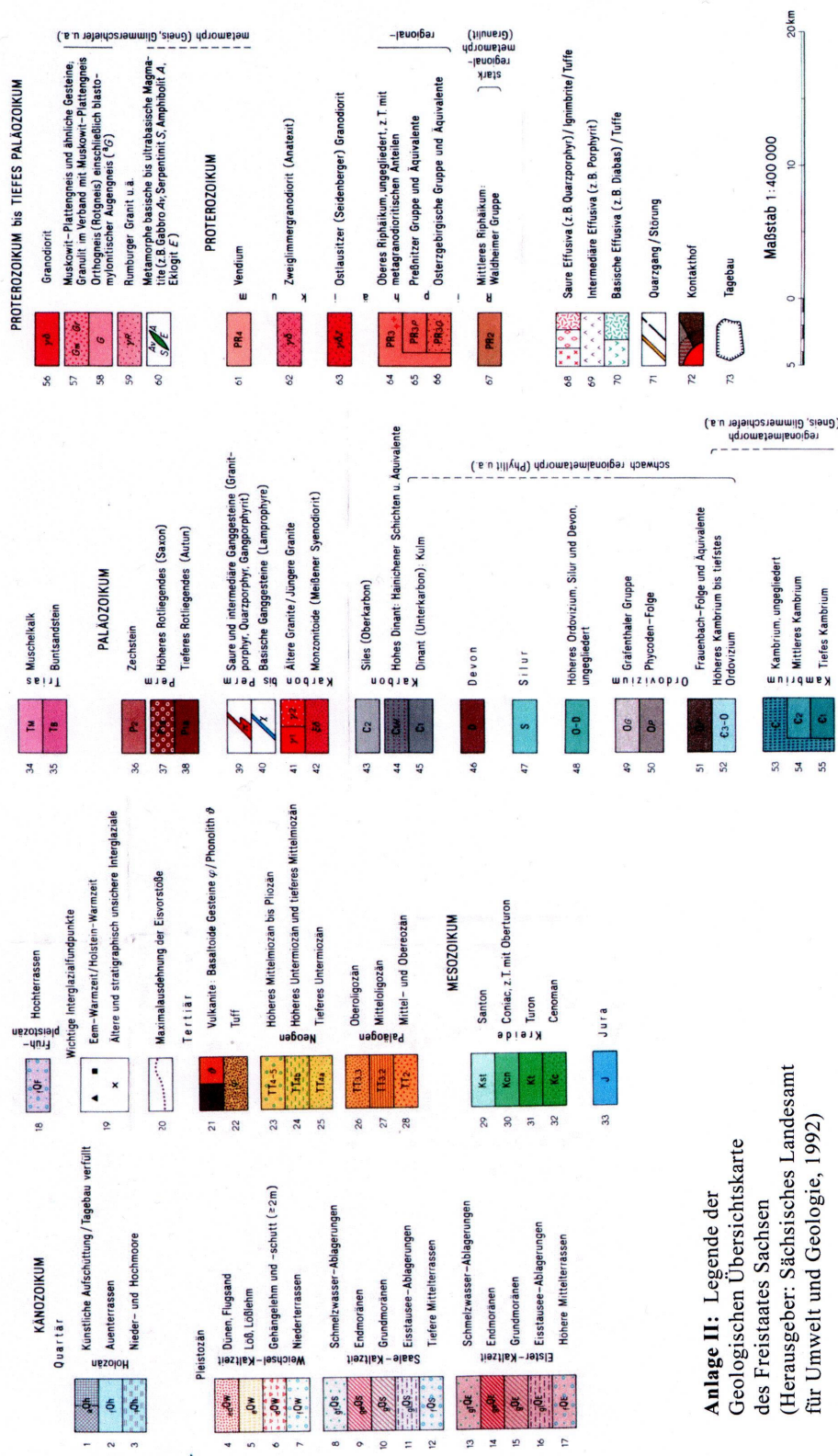
Freiberg (1992)



Untersuchungsgebiet



Leipzig



Anlage II: Legende der Geologischen Übersichtskarte des Freistaates Sachsen
(Herausgeber: Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie, 1992)

Anlage III Pedologische Profilbeschreibungen

- a Laußnitz
- b Olbernhau I
- c Olbernhau II
- d Colditz
- e Bad Schandau
- f Leipzig

Profilbeschreibung

Profilbezeichnung: **Laußnitz**

Hochwert: 567925 Rechtswert: 541760

Höhe über NN: 170 m

Probenahmezeitpunkt: 01.07.1999

Neigung: 3° Exposition: West- Südwest

Reliefform: glatte Ebene

Nutzungsart: Forst

Vegetation: Kiefernbestand; (Alter: ca. 87 a)

Waldverjüngung: sporadisch, Kiefer, Eiche, Esche

Strauchschicht: Beerensträucher z.B. Blaubeere, Preiselbeere

Krautschicht: flächendeckend unter Gras Moosbewuchs

Witterungsbedingungen zum Zeitpunkt bedeckt,

der Probenahme: Luftfeuchtigkeit 80 - 90 %,

Temperatur 18 - 20 °C,

mäßiger Wind

anthropogene Veränderungen: keine seit Bestehen der Beobachtungsfläche

Bodenart: Sand

Bodentyp: Podsol

Humustyp: Rohhumus

<i>Horizont</i>	<i>Teufe</i>	<i>Mächtigkeit [cm]</i>	<i>Proben- Nummer</i>	<i>Beschreibung</i>
L	0 - 2	2	L ₁₋₃	Auflageschicht, Gras, Graswurzeln, Samen, organische Substanz, vorrangig unverrottet, kein Feinhumusanteil, fahl-braun
O _f	2 - 4	2	L ₄₋₅	organisches Material, Wurzeln teilweise verrottet, aber in Struktur erkennbar, Grashalme faserig, Zapfen, im Liegenden zunehmend Feinsubstanz, vom O _h -Horizont trennbar, schwarz-braun
O _h	4 - 8	4	L ₆₋₉	organisches Material, leicht als Scholle vom Mineralboden abzuheben, zunehmend Feinhumusanteil, sehr viele Feinwurzeln, wenig zusammenklebend, vorrangig locker, schwarz-braun
A _{eh}	8 - 12	5	L ₁₀₋₁₃	Mineralbodenhorizont mit Feinhumusanteil, verrottetes Wurzelmaterial, lokal kleine Quarzkristalle, Humusanteil variiert in vertikaler Richtung, Färbung: im Hangenden grau-schwarz (gebleicht), zum Liegenden braun-schwarz
A _e	12 - 19	7	L ₁₄₋₂₀	vorrangig feinsandiges Material mit wenig Feinhumusanteil, schwach durchwurzelt, kantengerundete Milchquarzkiesel Ø max. 2 cm, stellenweise helle Sandlinsen ohne Humusanteil grau-schwarz, violettstichig, deutlich sauergebleicht
B _{sh}	19 - 23	4	L ₂₁₋₂₄	feinsandiges Material, schwach huminstoffakkumuliert, mäßig durchwurzelt, dunkelbraun- rostfarben
B _s	23 - 30	7	L ₂₅₋₂₆	Illuvialhorizont, mittelsandiges zum Teil kiesiges Material, deutliche Sesquioxidbeeinflussung, humose Substanzen nicht erkennbar, gerundete Quarze Ø max. 7-8 cm, rostfarben
B _v	30 - 45	15	L ₂₇	Sand, mittelsandig-kiesig, hellbraun



Profil Laufnitz; Vegetation: Kiefernwald mit ausgeprägter Strauch- und Krautschicht (links)
Bodentyp: Sand-Podsol, Horizontfolge: L, Of, Oh, Aeh, Ae, Bsh, Bs, Bv (rechts)

Profilbeschreibung

Profilbezeichnung: **Olbernhau I**

Hochwert: 561130 Rechtswert: 459260

Höhe über NN: 710 m

Probenahmezeitpunkt: 26.07.1999

Neigung: 5 ° Exposition: Nordwesten

Reliefform: Welliges Hochlagenplateau

Nutzungsart: Forst

Vegetation: Fichtenwald (Alter ca. 110 a)

Waldverjüngung: Fichte, Ahorn, Lärche

Strauchschicht: Farn, Blaubeere, Waldheideröschen, Eberesche

Krautschicht: flächendeckend Dahtschmiele bzw. Wollreitgras

Witterungsbedingungen zum Zeitpunkt der Probenahme: sonnig, warm (in den vergangenen 14 Tagen vor der Probenahme reichlich Regenfälle)

anthropogene Veränderungen: keine seit Bestehen der Beobachtungsfläche (Herbst 1994)

Bodenart: Lehm

Bodentyp: Braunerde-Podsol

Humustyp: Rohhumusartiger Moder

B_v

<i>Horizont</i>	<i>Teufe</i>	<i>Mächtigkeit [cm]</i>	<i>Proben- Nummer</i>	<i>Beschreibung</i>
L	0 - 2	2	1 O ₂₋₃	Streuauflage, Nadeln, Wurzeln, unverrottet braun-schwarz
O _f	2 - 4	2	1 O ₄₋₅	teilweise verrottete organische Substanz, zerkleinerte Nadeln, Feinwurzeln, braun-schwarz, vom Oh-Horizont abhebbar
O _h	4 - 8	4	1 O ₆₋₉	stark zersetzte organische Substanz mit hohem Feinhumusanteil, gut durchwurzelt, dunkel-schwarzbraun, im Liegenden zunehmend schluffiges Mineralbodenmaterial
A _{(h)e}	8 - 10	2	1 O ₁₀₋₁₁	Lehm, stark schluffig, schwach humos, schwach gebleicht, gut durchwurzelt, im Hangenden schwarz-grau, im Liegenden dunkelrot-braun, violettstichig
B _{sh}	10 - 19	9	1 O ₁₂₋₂₀	Lehm stark schluffig, huminstoffakkumuliert (schmierige, schwarze Nester), mäßig durchwurzelt, Steine (Hangschutt), graubraun-rotbraun, violettstichig
B _s	19 - 31	12	1 O ₂₁₋₂₈	Lehm stark schluffig, humose Substanzen nicht erkennbar, stark Fe-angereichert, gut durchwurzelt, rostfarben
B _v	31 - 50	19	1 O ₂₉₋₃₀	Lehm stark schluffig, gut durchwurzelt, hellbraun schwach zu rotbraun tendierend
B _v	50 - 65	15	1 O ₃₁₋₃₂	Lehm stark schluffig, stark feucht (Hangabflußwasser), sehr schwach durchwurzelt, hellbraun

<i>Horizont</i>	<i>Teufe</i>	<i>Mächtigkeit [cm]</i>	<i>Proben- Nummer</i>	<i>Beschreibung</i>
L	0 - 2	2	L ₁₋₃	Auflageschicht, Gras, Graswurzeln, Samen, organische Substanz, vorrangig unverrottet, kein Feinhumusanteil, fahl-braun
O _f	2 - 4	2	L ₄₋₅	organisches Material, Wurzeln teilweise verrottet, aber in Struktur erkennbar, Grashalme faserig, Zapfen, im Liegenden zunehmend Feinsubstanz, vom O _h -Horizont trennbar, schwarz-braun
O _h	4 - 8	4	L ₆₋₉	organisches Material, leicht als Scholle vom Mineralboden abzuheben, zunehmend Feinhumusanteil, sehr viele Feinwurzeln, wenig zusammenklebend, vorrangig locker, schwarz-braun
A _{eh}	8 - 12	5	L ₁₀₋₁₃	Mineralbodenhorizont mit Feinhumusanteil, verrottetes Wurzelmaterial, lokal kleine Quarzkristalle, Humusanteil variiert in vertikaler Richtung, Färbung: im Hangenden grau-schwarz (gebleicht), zum Liegenden braun-schwarz
A _e	12 - 19	7	L ₁₄₋₂₀	vorrangig feinsandiges Material mit wenig Feinhumusanteil, schwach durchwurzelt, kantengerundete Milchquarzkiesel Ø max. 2 cm, stellenweise helle Sandlinsen ohne Humusanteil grau-schwarz, violettstichig, deutlich sauergebleicht
B _{sh}	19 - 23	4	L ₂₁₋₂₄	feinsandiges Material, schwach huminstoffakkumuliert, mäßig durchwurzelt, dunkelbraun- rostfarben
B _s	23 - 30	7	L ₂₅₋₂₆	Illuvialhorizont, mittelsandiges zum Teil kiesiges Material, deutliche Sesquioxidbeeinflussung, humose Substanzen nicht erkennbar, gerundete Quarze Ø max. 7-8 cm, rostfarben
B _v	30 - 45	15	L ₂₇	Sand, mittelsandig-kiesig, hellbraun



Profil Olbernhau I; Vegetation: Fichtenwald mit ausgeprägter Strauch- und Krautschicht (links)
Bodentyp: Lehm-Braunerde-Podsol, Horizontfolge: L, Of, Oh, A(h)e, Bsh, Bs, Bv (rechts)

Profilbeschreibung

Profilbezeichnung: **Olbernhau II**

Hochwert: 561130 Rechtswert: 459310

Höhe über NN: 710 m

Probenahmezeitpunkt: 28.07.1999

Neigung: 2 - 5° Exposition: Südosten

Reliefform: schwach welliges Hochlagenplateau

Nutzungsart: Forst

Vegetation: Buche (Alter ca. 160 a)

Waldverjüngung: Buche, Eberesche

Strauchschicht: Fingerhut, Waldheideröschen

Krautschicht: Boden gleichmäßig bedeckt mit Drahtschmiele, in den Mulden Laubansammlungen, stellenweise Pfeifengras oder Klee

Witterungsbedingungen zum Zeitpunkt der Probenahme: ca. 22°C; sonnig, wolkenlos, trocken

anthropogene Veränderungen: nicht erkennbar

Bodenart: Lehm

Bodentyp: Braunerde-Podsol

Humustyp: Rohhumusartiger Moder

<i>Horizont</i>	<i>Teufe</i>	<i>Mächtigkeit [cm]</i>	<i>Proben- Nummer</i>	<i>Beschreibung</i>
Bewuchs	> 0		2 O ₁	Gras (Drahtschmiele) Buchenlaub unzersetzt
L	0 - 1	1	2 O ₂	Streu, Buchenblätter weitestgehend unzersetzt, Wurzeln der Drahtschmiele, braun
O _f	1 - 3	2	2 O ₃₋₄	mäßig zersetztes organisches Material (Buchenblätter, Samen, Wurzeln) tw. stark verfilzt zunehmender Humus-Feinanteil im Liegenden, braun
O _h	3 - 7	5	2 O ₅₋₈	stark zersetztes, verfilztes, organisches Material (zersetzte Blätter, Samen, Bucheckern), hoher Feinhumusanteil, in die Tiefe stark zunehmend, Feinhumus mit lockerem Krümelgefüge, sehr schwache Kohäsion mäßiger Mineralbodenanteil, gut durchwurzelt, Material sehr fein, kleine, stark kantige Kiesel, schwarz im Liegenden Übergang zu A _{eh} (violettstichig)
A _{eh}	7 - 10	3	2 O ₉₋₁₁	Gemisch aus Feinhumus und Mineralboden (Schluff, stark grobsandig, schwach kiesig), starke Zunahme von mehr kantengerundeten Kieseln, gute Durchwurzlung grau-schwarz, leicht violettstichig im Liegenden deutliche Farbänderung in dunkel- rotbraun, leicht violettstichig
A _e	10 - 12	2	2 O ₁₂₋₁₃	Schluff, fein-grobsandig, 10% Steine Ø max. 5cm, kantengerundet, gut durchwurzelt, Feinhumusanteil stark rückläufig, grau-schwarz, violettstichig, teilweise dunkelbraun- rostig
B _{sh}	12 - 15	3	2 O ₁₄₋₁₆	huminstoffakkumulierter Schluff, stark grobsandig, kantengerundete Kiesel, stark durchwurzelt (Wurzelanteil je dm ² ca. 40-50 Wurzeln), graubraun-rostbraun
B _s	15 - 20	5	2 O ₁₇₋₂₁	Schluff, feinsandig, stark grobsandig-kiesig, zunehmender Anteil an Steinen, ca. 5-8cm Skelettanteil 30-40%, starke Durchwurzlung ocker -rostfarben
B _v	20 - 56	36	2 O ₂₂₋₂₆	Schluff, feinsandig, schwach tonig, Grobsandanteil rückgängig, Skelettanteil ca.40-50%, Durchwurzlung abnehmend, hell ocker



Profil Olbernhau II; Vegetation: Buchenwald mit kaum ausgeprägter Strauch- und Krautschicht (links)
Bodentyp: Lehm-Braunerde-Podsol, Horizontfolge: L, Of, Oh, Aeh, A(h)e, Bsh, B(s)v, Bv (rechts)

Profilbeschreibung

Profilbezeichnung: **Colditz**

Hochwert:	567235	Rechtswert:	455775
Höhe über NN:	185 m		
Probenahmezeitpunkt:	20.09.1999		
Neigung:	1 - 2°	Exposition:	Ost-Südosten
Reliefform:	stark wellige Ebene		
Nutzungsart:	Forst		
Vegetation:	Eichenwald		

Waldverjüngung: Eberesche, selten Eichen

Strauchschicht: Beerensträucher

Krautschicht: dichte Pfeifengrasdecke

Witterungsbedingungen zum Zeitpunkt der Probenahme:	bewölkt mit Auflockerungen ca. 19-20°C, mäßig windig, trocken in letzten 4 Wochen vor der Probenahme verhältnismäßig wenig Regen nach generell trockenem Sommer
---	---

anthropogene Veränderungen: keine seit Einrichtung der Versuchsfläche

Bodenart:	Feinsand
Bodentyp:	Pseudogley
Humustyp:	mullartiger Moder bis Mull

Horizont	Teufe	Mächtigkeit [cm]	Proben- Numme r	Beschreibung
Bewuchs			C ₁₋₂	Pfeifengras
L	0 - 1	1	C ₃	Streu, weitestgehend unzersetztes organisches Material, grau-braun
O _f	1 - 2	1	C ₄₋₅	stark verfilztes organisches Material (Graswurzeln, Sporen Blattreste), Übergang zu O _h undeutlich, grau-schwarz
O _h	?			stark verfilztes organisches Material mit zunehmendem Feinhumusanteil, stark verfilzt, nicht ablösbar vom unterlagernden A _h -Horizont, grau-schwarz
A _h	3 - 9	6	C ₆₋₁₁	Feinsand und Feinhumus, stark zunehmender Feinsandanteil in die Tiefe Feinwurzeln ca. 20%, Feinsand: grau bis hellgrau (stark gebleicht), Humuseinlagerungen: grau-schwarz, sehr homogen, im Liegenden Übergang zu S _w -Horizont
S _w	9 - 20	11	C ₁₂₋₁₉	Feinsand, stark schluffig, Fe-Mn-Konkretionen (saisonaler Staunässe einfluss mittelmäßig durchwurzelt (ca. 20 Wurzeln auf 10 cm ²) Feuersteine, hellgrau mit Rostflecken
S _w	20 - 26	6	C ₂₀₋₂₂	Feinsand, stark schluffig, Material stark verdichtet, Fe-Mn-Konkretionen und rostfarbene Bänder, Durchwurzelung sehr gering, grünlich gelb
S _w	26-46		C ₂₃₋₂₄	Feinsand, stark schluffig, verdichtet, im Liegenden zunehmend stark tonig, Farbwechsel zu grau (Bleichung), rostfleckig Übergang zu S _d -Horizont



Profil Colditz; Vegetation: Eichenwald mit ausgeprägter Strauch- und Krautschicht (links)
Bodentyp: Lehm-Pseudogley, Horizontfolge: L, Of, Oh, Ah, Sw, Sd (rechts)

Profilbeschreibung

Profilbezeichnung: **Bad Schandau**

Hochwert: 5642780 Rechtswert: 5451150

Höhe über NN: 260 m

Probenahmezeitpunkt: 29.05.2001

Neigung: 5° Exposition: Südosten

Reliefform: Hochplateau

Nutzungsart: Forst

Vegetation: Buchenbestand, größtenteils künstlich verjüngt mit Buchen)
Strauch- und Krautschicht kaum ausgeprägt

Witterungsbedingungen zum Zeitpunkt der Probenahme: mäßig warm, 18°C
bewölkt, teilweise Niederschlag (letztes Niederschlagsereignis vor der Probenahme liegt 8 h zurück, Dauer: 12h)
windig

anthropogene Veränderungen: keine seit Errichtung der Versuchsfläche

Bodenart: Lösslehm

Bodentyp: Braunerde

Humustyp: Moder

<i>Horizont</i>	<i>Teufe</i>	<i>Mächtigkeit [cm]</i>	<i>Proben- Nummer</i>	<i>Beschreibung</i>
Bewuchs	>0			
L	0 - 2	2	S ₁	Buchenstreu des vergangenen Herbstes weitgehend unzersetzt ganze Blätter, Bucheckern, Zweige
O _f	2 - 3,5	1,5	S ₂₋₃	stark fermentierte Streuschicht nicht abhebbar vom O _h -Horizont braun
O _h	3,5 - 7	3,5	S ₃₋₆	organisches Material, schmierig, hoher Feinhumusanteil, wenig verfilzt, Feinwurzeln, dunkelbraun-schwarz, im Liegenden kleine Flecke des A _h -Horizontes sichtbar
A _h	7 - 18	11	S ₇₋₁₅	Fein-Mittelsand, lehmig, huminstoffakkumuliert, hoher Feinwurzelanteil, vereinzelt verwitterte Sandsteingerölle (Ø ca. 1-2 cm), sehr vereinzelt Sandsteinbruchstücke mit scharfkantigen Basaltstücken (Hangschutt) braun
B _v	18 - 40	22	S ₁₆₋₁₈	Fein-Mittelsand Sandstein- und Basaltbruchstücke ocker-hellbraun



Profil Bad Schandau

Vegetation: Buchenwald ohne Strauch- und Krautschicht (oben)

Bodentyp: Feinsand-Braunerde, Horizontfolge: L, Of, Oh, Ah, Bv (unten)

Profilbeschreibung

Profilbezeichnung: **Leipzig**

Hochwert: 568550 Rechtswert: 452550

Höhe über NN: 120 m

Probenahmezeitpunkt: 13.06.2000

Neigung: 0°

Reliefform: glatte Ebene

Nutzungsart: Stadtauenwald

Vegetation: Laubmischwald: Spitzahorn, Linde, Esche

Waldverjüngung: vorrangig Spitzahorn

üppige Strauch- und Krautschicht

Witterungsbedingungen zum Zeitpunkt
der Probenahme:

Temperatur: 25 - 30°C

wolkenlos

feuchtwarm- heiß

(in den letzten 2 Tagen vor der Probenahme

sehr starke Regenfälle, dadurch war der

Boden sehr feucht)

anthropogene Veränderungen: keine

Bodenart: Lehm

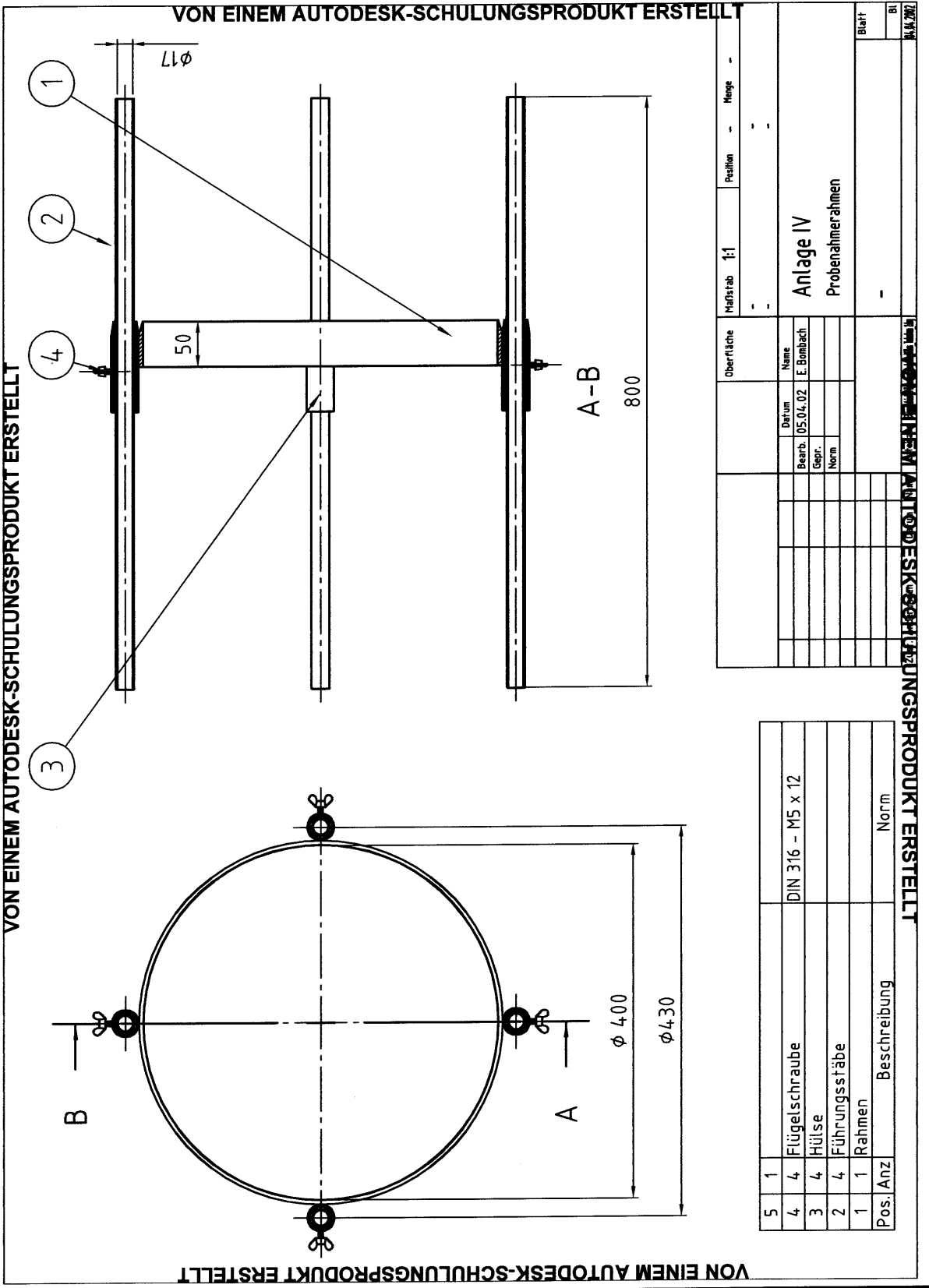
Bodentyp: allochtone Vegagley

Humustyp: Mull

<i>Horizont</i>	<i>Teufe</i>	<i>Mächtigkeit [cm]</i>	<i>Proben- Nummer</i>	<i>Beschreibung</i>
L / O _L	0 - 0,3	0,3	1 Le ₂	Streuschicht, unzersetztes Material, ganze Blätter (vom vergangenen Herbst), L-Schicht sehr gering mächtig (ca. 3 mm), L und O _L -Horizont schwer auseinander zu halten, braun, fließender Übergang zu A _h -Horizont
A _h	0 - 1	0,7	1 Le ₃	Lehm, braun, sehr gut durchwurzelt, homogen stark feucht
A _h	1 - 2	1	1 Le ₄	Lehm, braun, gut durchwurzelt, homogen, stark feucht
A _h	2 - 8	6	1 Le ₅₋₁₀	Lehm braun, mäßig durchwurzelt, homogen, stark feucht,
aM Go	8 - 14	6	1 Le ₁₁₋₁₃	Lehm, leichter Farbumschlag in grau-braun mäßig durchwurzelt, stark feucht
aM Go	14 - 20	6	1 Le ₁₄₋₂₀	Lehm, zunehmende Bleichung, Farbumschlag in grau, stark feucht, mäßig durchwurzelt, Gefüge deutlich krümeliger
aM Go	20 - 40	20	1 Le ₁₇₋₁₈	Lehm, grau stark feucht schwach durchwurzelt, Krümelgefüge, im Liegenden zunehmend rostfleckig (Übergang zu Go-Horizont)



Profil Stadtauenwald Leipzig (Foto: Haase D.)
 Vegetation: Auenmischwald (oben)
 Bodentyp: Vegagley, Horizontfolge: Ah, aM, aMGo, Go (Gr) (unten)



Anlage V

Physikalische Kennwerte der Bodenproben

- a Laußnitz
- b Olbernhau I
- c Olbernhau II
- d Colditz
- e Bad Schandau
- f Leipzig

Anlage V a*Physikalische Kennwerte der Bodenprobe Laußnitz*

Proben-Nr.:	Liegendtiefe [cm]	Probefläche [m ²]	Schichtdicke [m]	Trockenmasse [kg]	Trockendichte [kg/m ³]
L 1	0	0,09	0,01	0,03	27,8
L 2	1	0,09	0,01	0,05	43,3
L 3	2	0,09	0,01	0,09	94,4
L 4	3	0,09	0,01	0,12	132,2
L 5	4	0,09	0,01	0,14	154,4
L 5	5	0,09	0,01	0,16	173,3
L 7	6	0,09	0,01	0,15	166,7
L 8	7	0,09	0,01	0,19	205,6
L 9	8	0,09	0,01	0,32	357,8
L 10	9	0,09	0,01	0,38	424,4
L 11	10	0,09	0,01	0,58	638,9
L 12	11	0,09	0,01	0,58	646,7
L 13	12	0,09	0,01	0,75	834,4
L 14	13	0,09	0,01	0,86	953,3
L 15	14	0,09	0,01	1,17	1300,0
L 16	15	0,09	0,01	1,08	1198,9
L 17	16	0,09	0,01	1,48	1640,0
L 18	17	0,09	0,01	0,92	1021,1
L 19	18	0,09	0,01	1,15	1274,4
L 20	19	0,09	0,01	1,14	1270,0
L 21	20	0,09	0,01	1,05	1166,7
L 22	21	0,09	0,01	1,19	1320,0
L 24	23	0,09	0,02	2,21	1225,0
L 25	25	0,09	0,02	2,67	1483,3
L 26	30	0,09	0,05	4,70	1045,1
L 27	45	0,09	0,15	1,47	109,1

Anlage V b*Physikalische Kennwerte der Bodenprobe Olbernhau I*

Proben-Nr.:	Liegendtiefe [cm]	Probefläche [m ²]	Schichtdicke [m]	Trockenmasse [kg]	Trockendichte [kg/m ³]
1 O 1	0	0,09	0,01	0,01	14,2
1 O 2	1	0,09	0,01	0,03	28,4
1 O 3	2	0,09	0,01	0,11	117,6
1 O 4	3	0,09	0,01	0,12	133,6
1 O 5	4	0,09	0,01	0,10	109,6
1 O 6	5	0,09	0,01	0,11	125,8
1 O 7	6	0,09	0,01	0,23	253,1
1 O 8	7	0,09	0,01	0,16	182,7
1 O 9	8	0,09	0,01	0,17	186,0
1 O 10	9	0,09	0,01	0,66	727,8
1 O 11	10	0,09	0,01	0,45	504,4
1 O 12	11	0,09	0,01	0,84	933,3
1 O 13	12	0,09	0,01	1,07	1187,8
1 O 14	13	0,09	0,01	0,89	989,3
1 O 15	14	0,09	0,01	0,54	596,0
1 O 16	15	0,09	0,01	0,74	824,2
1 O 17	16	0,09	0,01	0,68	757,1
1 O 18	17	0,09	0,01	0,88	981,8
1 O 19	18	0,09	0,01	0,92	1025,8
1 O 20	19	0,09	0,01	0,81	902,4
1 O 21	20	0,09	0,01	0,71	791,3
1 O 22	21	0,09	0,01	0,77	854,2
1 O 23	22	0,09	0,01	1,57	1738,9
1 O 24	23	0,09	0,01	0,83	925,8
1 O 25	24	0,09	0,01	1,01	1126,2
1 O 26	25	0,09	0,01	0,93	1034,7
1 O 27	28	0,09	0,03	2,45	905,9
1 O 28	31	0,09	0,03	2,69	996,5
1 O 29	43	0,09	0,12	0,95	88,1
1 O 30	50	0,09	0,07	0,92	145,8
1 O 31	59	0,09	0,09	1,10	136,3
1 O 32	65	0,09	0,06	0,77	142,1

Anlage V c*Physikalische Kennwerte der Bodenprobe Olbernhau II*

Proben-Nr.:	Liegendtiefe [cm]	Probefläche [m ²]	Schichtdicke [m]	Trockenmasse [kg]	Trockendichte [kg/m ³]
2 O 1	0	0,09	0,01	0,006	7,1
2 O 2	1	0,09	0,01	0,04	43,3
2 O 3	2	0,09	0,01	0,04	46,2
2 O 4	3	0,09	0,01	0,07	75,3
2 O 5	4	0,09	0,01	0,16	180,4
2 O 6	5	0,09	0,01	0,23	257,8
2 O 7	6	0,09	0,01	0,32	358,7
2 O 8	7	0,09	0,01	0,36	405,3
2 = 9	8	0,09	0,01	0,36	396,2
2 O 10	9	0,09	0,01	0,56	623,6
2 O 11	10	0,09	0,01	0,65	723,8
2 O 12	11	0,09	0,01	0,64	705,6
2 O 13	12	0,09	0,01	0,76	842,0
2 O 14	13	0,09	0,01	0,86	960,4
2 O 15	14	0,09	0,01	0,70	773,8
2 O 16	15	0,09	0,01	0,67	742,7
2 O 17	16	0,09	0,01	1,12	1245,3
2 O 18	17	0,09	0,01	0,73	815,1
2 O 19	18	0,09	0,01	0,86	956,9
2 O 20	19	0,09	0,01	0,92	1027,1
2 O 21	20	0,09	0,01	0,89	984,7
2 O 22	23	0,09	0,03	2,78	1029,6
2 O 23	26	0,09	0,03	2,55	943,3
2 O 24	36	0,09	0,10	0,79	88,1
2 O 25	46	0,09	0,10	0,93	103,2
2 O 26	56	0,09	0,10	1,09	120,6

Anlage V d*Physikalische Kennwerte der Bodenprobe Colditz*

Proben-Nr.:	Liegendtiefe [cm]	Probefläche [m ²]	Schichtdicke [m]	Trockenmasse [kg]	Trockendichte [kg/m ³]
C 1	-1	0,09	0,01	0,02	22,2
C 2	0	0,09	0,01	0,01	43,3
C 3	1	0,09	0,01	0,08	86,2
C 4	2	0,09	0,01	0,20	226,4
C 5	3	0,09	0,01	0,20	225,1
C 6	4	0,09	0,01	0,24	267,8
C 7	5	0,09	0,01	0,40	440,9
C 8	6	0,09	0,01	0,50	560,4
C 9	7	0,09	0,01	0,71	789,8
C 10	8	0,09	0,01	0,61	679,8
C 11	9	0,09	0,01	0,77	856,9
C 12	10	0,09	0,01	0,76	845,8
C 13	11	0,09	0,01	0,80	888,7
C 14	12	0,09	0,01	0,74	822,9
C 15	13	0,09	0,01	0,74	825,6
C 16	14	0,09	0,01	0,88	978,4
C 17	16	0,09	0,02	1,88	1042,4
C 18	18	0,09	0,02	2,09	1158,3
C 19	20	0,09	0,02	2,09	1163,6
C 20	22	0,09	0,02	2,01	1116,9
C 21	24	0,09	0,02	2,31	1286,0
C 22	26	0,09	0,02	2,07	1149,0
C 23	36	0,09	0,1	1,11	123,0
C 24	46	0,09	0,1	1,04	115,6

Anlage V e**Physikalische Kennwerte der Bodenprobe *Bad Schandau***

Proben-Nr.:	Liegendtiefe [cm]	Probefläche [m ²]	Schichtdicke [m]	Trockenmasse [kg]	Trockendichte [kg/m ³]
S 1	2	0,126	0,02	0,09	35,6
S 2	3	0,126	0,01	0,12	97,3
S 3	4	0,126	0,01	0,31	247,0
S 4	5	0,126	0,01	0,34	268,6
S 5	6	0,126	0,01	0,54	432,2
S 6	7	0,126	0,01	0,91	723,0
S 7	8	0,126	0,01	1,12	888,6
S 8	9	0,126	0,01	1,33	1058,9
S 9	10	0,126	0,01	1,47	1164,8
S 10	11	0,126	0,01	1,25	992,4
S 11	12	0,126	0,01	1,52	1202,5
S 12	13	0,126	0,01	1,33	1057,1
S 13	14	0,126	0,01	1,28	1012,4
S 14	16	0,126	0,02	2,57	1018,4
S 15	18	0,126	0,02	2,62	1039,8
S 16	20	0,126	0,02	3,00	1188,7
S 17	30	0,126	0,10	1,25	99,0
S 18	40	0,126	0,10	1,30	103,3

Anlage V f*Physikalische Kennwerte der Bodenprobe Leipzig*

Proben. Nr.:	Liegendtiefe [cm]	Probefläche [m ²]	Schichtdicke [m]	Trockenmasse [kg]	Trockendichte [kg/m ³]
1 Le 1	-0,5	0,126	0,01	0,004	3,2
1 Le 2	0	0,126	0,01	0,07	43,3
1 Le 3	1	0,126	0,01	0,99	782,4
1 Le 4	2	0,126	0,01	1,11	877,5
1 Le 5	3	0,126	0,01	1,04	826,3
1 Le 6	4	0,126	0,01	1,27	1004,4
1 Le 7	5	0,126	0,01	1,54	1218,7
1 Le 8	6	0,126	0,01	0,97	771,7
1 Le 9	7	0,126	0,01	1,29	1027,3
1 Le 10	8	0,126	0,01	1,10	869,4
1 Le 11	10	0,126	0,02	2,67	1059,8
1 Le 12	12	0,126	0,02	2,80	1112,1
1 Le 13	14	0,126	0,02	2,59	1029,7
1 Le 14	16	0,126	0,02	2,84	1125,0
1 Le 15	18	0,126	0,02	2,66	1054,8
1 Le 16	20	0,126	0,02	3,05	1211,9
1 Le 17	30	0,126	0,10	1,43	113,7
1 Le 18	40	0,126	0,10	1,59	126,4

Anlage VI Spezifische Aktivität künstlicher Radionuklide

- a Laußnitz
- b Olbernhau I
- c Olbernhau II
- d Colditz
- e Bad Schandau
- f Leipzig

Anlage VI a												
Spezifische Aktivität künstlicher Radionuklide Profil: Laußnitz												
Proben-	Liegendtiefe	Spezifische Aktivität [Bq/kg]										
Nr.:	[cm]	²⁴¹ Am	Δ ²⁴¹ Am	²⁰⁷ Bi	Δ ²⁰⁷ Bi	¹³⁷ Cs	Δ ¹³⁷ Cs	¹³⁷ Cs _{TS}	Δ ¹³⁷ Cs _{TS}	¹³⁷ Cs _{KW}	Δ ¹³⁷ Cs _{KW}	¹³⁴ Cs
L 1	0					41,9	2,0					
L 2	1					34,0	1,4					
L 3	2					36,0	1,2					
L 4	3					49,4	1,4	34,5	14,5	14,9	15,9	0,3
L 5	4					88,3	2,4	70,1	15,6	18,2	18,0	0,6
L 5	5					110,6	2,9	103,5	13,4	7,1	16,3	0,9
L 7	6	0,7	0,1			135,7	3,4	95,7	13,4	40,0	16,8	0,9
L 8	7	1,4	0,1	0,2	0,1	113,1	2,9	70,1	11,1	43,0	14,0	0,6
L 9	8	2,7	0,2	0,4	0,1	68,8	1,9	47,9	8,9	20,9	10,8	0,4
L 10	9	1,3	0,1	0,1	0,1	27,9	0,8					0,4
L 11	10	0,3	0,1			17,2	0,5					
L 12	11					15,4	0,4					
L 13	12					15,1	0,4					
L 14	13					12,4	0,3					
L 15	14					12,4	0,3					
L 16	15					9,6	0,3					
L 17	16					9,0	0,3					
L 18	17					7,8	0,2					

Anlage VI b
Spezifische Aktivität künstlicher Radionuklide **Profil: Olbernhau I**

Proben-	Liegendtiefe	Spezifische Aktivität [Bq/kg]													
Nr.:	[cm]	²⁴¹ Am	Δ ²⁴¹ Am	²⁰⁷ Bi	Δ ²⁰⁷ Bi	¹³⁷ Cs	Δ ¹³⁷ Cs	¹³⁷ Cs _{TS}	Δ ¹³⁷ Cs _{TS}	¹³⁷ Cs _{KW}	Δ ¹³⁷ Cs _{KW}	¹³⁴ Cs	Δ ¹³⁴ Cs	¹²⁵ Sb	Δ ¹²⁵ Sb
1 O 1	0	--	--			69,2	3,0				--	--	--	--	--
1 O 2	1	--	--			33,2	1,3				--	--	--	--	--
1 O 3	2	--	--			45,4	1,2	30,2	10,9	15,1	12,1	0,3	0,1	0,9	0,5
1 O 4	3	--	--			129,5	3,3	107,7	19,4	21,8	22,7	0,9	0,2	2,5	0,8
1 O 5	4	0,9	0,2	0,3	0,1	180,1	4,4	169,4	21,8	10,7	26,2	1,4	0,2	3,2	0,9
1 O 6	5	0,9	0,2	--	0,0	133,6	3,6	150,0	21,8		0,0	1,2	0,2	2,2	0,7
1 O 7	6	4,1	0,6	0,6	0,1	110,4	3,1	89,5	38,7	20,9	41,8	0,7	0,3	--	0,0
1 O 8	7	4,7	0,2			90,6	2,3	56,9	9,7	33,7	12,0	0,5	0,1	1,3	0,5
1 O 9	8	3,4	0,2			87,0	2,3	39,9	14,5	47,1	16,8	0,3	0,1		
1 O 10	9	0,3	0,1			56,5	1,4	46,0	7,3	10,5	8,7	0,4	0,1		
1 O 11	10					68,0	1,6	49,6	7,3	18,4	8,9	0,4	0,1		
1 O 12	11					60,2	1,4	39,9	8,5	20,3	9,9	0,3	0,1		
1 O 13	12					50,4	1,3	32,7	7,3	17,7	8,6	0,3	0,1		
1 O 14	13					48,2	1,2	15,7	9,7	32,5	10,9	0,1	0,1		
1 O 15	14					34,7	0,9								
1 O 16	15					22,5	0,6								
1 O 17	16					18,4	0,5								
1 O 18	17					16,3	0,5								
1 O 19	18					12,1	0,4								
1 O 20	19					9,5	0,3								
1 O 21	20					9,2	0,3								
1 O 22	21					6,7	0,2								
1 O 23	22					0,0	0,0								
1 O 24	23					0,0	0,0								
1 O 25	24					3,6	0,2								
1 O 26	25					2,6	0,1								
1 O 27	28					1,7	0,1								
1 O 28	31					1,0	0,1								
1 O 29	43					0,2	0,1								
1 O 30	50					0,1	0,1								
1 O 31	59					0,1	0,1								
1 O 32	65					0,1	0,1								

Anlage VI c

 Spezifische Aktivität künstlicher Radionuklide **Profil: Olbernhau II**

Proben-Nr.:	Liegendtiefe [cm]	Spezifische Aktivität [Bq/kg]													
		²⁴¹ Am	Δ ²⁴¹ Am	²⁰⁷ Bi	Δ ²⁰⁷ Bi	¹³⁷ Cs	Δ ¹³⁷ Cs	¹³⁷ Cs _{TS}	Δ ¹³⁷ Cs _{TS}	¹³⁷ Cs _{KW}	Δ ¹³⁷ Cs _{KW}	¹³⁴ Cs	Δ ¹³⁴ Cs	¹²⁵ Sb	Δ ¹²⁵ Sb
2 O 1	0					61,5	3,3							--	--
2 O 2	1					19,3	0,9							--	--
2 O 3	2					61,6	2,4								
2 O 4	3					106,1	3,2	99,6	25,9	6,5	29,1	1,0	0,3		
2 O 5	4	0,9	0,2			120,2	3,2	73,7	12,4	46,5	15,6	0,7	0,1		
2 O 6	5	1,9	0,2	0,1	0,1	102,6	2,9	87,1	14,5	15,5	17,4	0,8	0,1	0,5	0,3
2 O 7	6	2,5	0,2	0,4	0,1	83,1	2,1	87,1	7,3		0,0	0,8	0,1		
2 O 8	7	2,1	0,2	0,2	0,1	60,7	1,6		0,0		0,0	--	0,0		
2 = 9	8	1,0	0,2			39,6	1,1	20,7	10,4	18,9	11,5	0,2	0,1		
2 O 10	9	0,3	0,1			38,2	1,0	21,8	6,2	16,4	7,2	0,2	0,1		
2 O 11	10					36,2	0,9	9,3	3,1	26,9	4,0	0,1	0,0		
2 O 12	11					27,6	0,7	12,4	4,1	15,2	4,8	0,1	0,0		
2 O 13	12					22,8	0,6								
2 O 14	13					15,3	0,4								
2 O 15	14					11,6	0,3								
2 O 16	15					8,2	0,3								
2 O 17	16					7,6	0,2								
2 O 18	17					6,5	0,2								
2 O 19	18					3,3	0,2								
2 O 20	19					3,0	0,2								
2 O 21	20					2,9	0,2								
2 O 22	23					2,1	0,1								
2 O 23	26					1,3	0,1								
2 O 24	36					0,0	0,0								
2 O 25	46					0,0	0,0								
2 O 26	56					0,4	0,1								

Anlage VI d

 Spezifische Aktivität künstlicher Radionuklide **Profil: Colditz**

Proben-Nr.:	Liegendtiefe [cm]	Spezifische Aktivität [Bq/kg]													
		²⁴¹ Am	Δ ²⁴¹ Am	²⁰⁷ Bi	Δ ²⁰⁷ Bi	¹³⁷ Cs	Δ ¹³⁷ Cs	¹³⁷ Cs _{TS}	Δ ¹³⁷ Cs _{TS}	¹³⁷ Cs _{KW}	Δ ¹³⁷ Cs _{KW}	¹³⁴ Cs	Δ ¹³⁴ Cs	¹²⁵ Sb	Δ ¹²⁵ Sb
C 1	-1					33,3	2,2							--	--
C 2	0					27,6	1,7							--	--
C 3	1					86,8	2,7								
C 4	2					141,1	3,5	99,9	13,9	41,1	17,5	0,9	0,1		
C 5	3	0,5	0,2			101,9	2,6	70,9	10,5	31,1	13,0	0,6	0,1		
C 6	4	0,5	0,1	0,2	0,1	123,3	3,1	58,1	11,6	65,2	14,7	0,5	0,1	0,6	0,4
C 7	5	1,2	0,1	0,3	0,1	115,9	2,8	46,5	11,6	69,4	14,4	0,4	0,1		
C 8	6	1,0	0,1	0,1	0,0	91,3	2,2	17,4	5,8	73,9	8,0	0,2	0,1		
C 9	7	--	--			55,9	1,4								
C 10	8	0,6	0,1			32,9	0,9								
C 11	9					19,5	0,5								
C 12	10					13,7	0,4								
C 13	11					12,4	0,4								
C 14	12					9,6	0,3								
C 15	13					0,0	--								
C 16	14					7,7	0,2								
C 17	16					4,4	0,2								
C 18	18					3,5	0,2								
C 19	20					2,0	0,1								
C 20	22					1,2	0,1								
C 21	24					0,9	0,1								
C 22	26					0,9	0,1								
C 23	36					0,8	0,1								
C 24	46					0,8	0,1								

Anlage VI e
Spezifische Aktivität künstlicher Radionuklide **Profil: Bad Schandau**

Proben-Nr.:	Liegendtiefe [cm]	Spezifische Aktivität [Bq/kg]													
		²⁴¹ Am	Δ ²⁴¹ Am	²⁰⁷ Bi	Δ ²⁰⁷ Bi	¹³⁷ Cs	Δ ¹³⁷ Cs	¹³⁷ Cs _{TS}	Δ ¹³⁷ Cs _{TS}	¹³⁷ Cs _{KW}	Δ ¹³⁷ Cs _{KW}	¹³⁴ Cs	Δ ¹³⁴ Cs	¹²⁵ Sb	Δ ¹²⁵ Sb
S 1	2					5,7	0,3								
S 2	3					32,1	1,1								
S 3	4	0,4	0,1	0,3	0,1	159,4	3,8	62,4	9,8	97,0	13,6	0,3	0,1	1,0	0,3
S 4	5	0,8	0,1	0,3	0,1	173,9	4,1	78,0	19,5	95,9	23,6	0,4	0,1		
S 5	6	0,8	0,1	0,3	0,1	147,5	3,5	58,5	11,7	89,0	15,2	0,3	0,1		
S 6	7	0,6	0,1	0,2	0,1	101,1	2,4	39,0	7,8	62,1	10,2	0,2	0,0		
S 7	8	0,5	0,1			63,7	1,5	19,5	5,9	44,2	7,4	0,1	0,0		
S 8	9	0,3	0,1			34,4	0,9								
S 9	10	0,3	0,1			16,9	0,5								
S 10	11					8,8	0,3								
S 11	12					5,9	0,2								
S 12	13					4,4	0,2								
S 13	14					2,8	0,2								
S 14	16					2,8	0,1								
S 15	18					2,1	0,1								
S 16	20					1,4	0,1								
S 17	30					0,9	0,1								
S 18	40					0,5	0,1								

Anlage VI f
Spezifische Aktivität künstlicher Radionuklide **Profil: Leipzig**

Proben-Nr.:	Liegendtiefe [cm]	Spezifische Aktivität [Bq/kg]													
		²⁴¹ Am	Δ ²⁴¹ Am	²⁰⁷ Bi	Δ ²⁰⁷ Bi	¹³⁷ Cs	Δ ¹³⁷ Cs	¹³⁷ Cs _{TS}	Δ ¹³⁷ Cs _{TS}	¹³⁷ Cs _{KW}	Δ ¹³⁷ Cs _{KW}	¹³⁴ Cs	Δ ¹³⁴ Cs	¹²⁵ Sb	Δ ¹²⁵ Sb
1 Le 1	-0,5														
1 Le 2	0					4,4	0,3								
1 Le 3	1					14,1	0,5								
1 Le 4	2					15,5	0,4								
1 Le 5	3					17,1	0,5								
1 Le 6	4					18,3	0,5	18,2	4,2	0,1	2,1	0,1	0,03		
1 Le 7	5					18,7	0,5								
1 Le 8	6					19,3	0,6	18,5	4,6	0,9	2,6	0,1	0,03		
1 Le 9	7					18,3	0,5								
1 Le 10	8					16,5	0,5								
1 Le 11	10					15,4	0,4								
1 Le 12	12					11,6	0,3								
1 Le 13	14					8,8	0,3								
1 Le 14	16					6,9	0,2								
1 Le 15	18					5,7	0,2								
1 Le 16	20					4,6	0,2								
1 Le 17	30					2,7	0,1								

Anlage VII

Spezifische Aktivität natürlicher und kosmogener Radionuklide

- a Laußnitz
- b Olbernhau I
- c Olbernhau II
- d Colditz
- e Bad Schandau
- f Leipzig

Anlage VII a

 Spezifische Aktivität natürlicher und kosmogener Radionuklide **Profil: Laußnitz**

Proben-Nr.:	Liegendtiefe [cm]	Spezifische Aktivität [Bq/kg]											
		²³⁸ U	Δ ²³⁸ U	²²⁶ Ra	Δ ²²⁶ Ra	²³² Th	Δ ²³² Th	²¹⁰ Pb	Δ ²¹⁰ Pb	⁴⁰ K	Δ ⁴⁰ K	⁷ Be	Δ ⁷ Be
L 1	0			3,9	1,1	--	--	19,6	7,9	270,9	10,4	37,6	5,3
L 2	1			7,3	0,7	3,9	0,7	155,5	8,3	116,9	5,4	175,3	6,3
L 3	2			4,4	0,4	4,3	0,5	190,0	7,1	78,1	2,8	22,3	1,8
L 4	3			4,0	0,4	3,4	0,3	225,0	6,9	60,5	2,1	9,6	1,0
L 5	4	4,8	1,4	4,4	0,4	3,1	0,4	280,1	8,7	34,7	1,7		
L 5	5	6,6	1,5	6,8	0,4	4,2	0,4	239,6	7,3	33,1	1,4		
L 7	6	12,0	1,4	10,8	0,5	7,1	0,5	293,9	8,1	48,4	1,4		
L 8	7	14,7	1,7	13,3	0,5	8,4	0,5	287,3	8,2	57,3	1,5		
L 9	8	16,3	1,9	14,5	0,6	9,8	0,6	167,5	5,8	94,0	2,1		
L 10	9	11,6	1,2	13,9	0,4	9,0	0,5	77,5	2,7	106,1	1,3		
L 11	10	9,3	0,6	13,5	0,4	9,7	0,5	33,5	1,3	122,7	1,1		
L 12	11	12,0	1,0	14,8	0,4	12,5	0,6	19,4	1,4	154,0	1,3		
L 13	12	15,1	0,9	15,3	0,4	14,8	0,7	18,7	0,9	181,7	1,1		
L 14	13	16,6	1,1	14,5	0,4	14,9	0,7	13,3	1,4	169,4	1,3		
L 15	14	13,9	0,9	14,4	0,4	15,6	0,7	14,6	0,9	201,6	1,3		
L 16	15	13,6	1,0	13,3	0,3	13,7	0,6	11,8	0,9	190,8	1,1		
L 17	16	8,9	2,1	10,7	0,3	12,4	0,6	--		189,1	2,1		
L 18	17	13,2	3,4	9,9	0,3	11,5	0,6	--		186,2	2,1		
L 19	18	11,6	0,7	10,7	0,3	11,5	0,5	10,1	0,7	190,0	1,0		
L 20	19	10,1	3,3	9,2	0,3	10,9	0,5	--		189,8	2,0		
L 21	20	10,5	3,1	9,7	0,3	11,1	0,5	--		190,0	2,1		
L 22	21	11,3	0,9	10,4	0,3	10,7	0,5	10,4	0,3	187,6	1,2		
L 24	23	11,6	2,8	9,1	0,2	10,4	0,5	--		190,8	2,0		
L 25	25	9,8	0,9	9,9	0,3	10,4	0,5	8,2	0,8	187,9	1,1		
L 26	30	8,9	2,7	8,5	0,2	9,5	0,5	--		186,7	2,0		
L 27	45	9,0	0,7	9,6	0,2	10,0	0,4	8,8	0,7	223,5	1,0		

Anlage VII b

 Spezifische Aktivität natürlicher und kosmogener Radionuklide **Profil: Olbernhau I**

Proben-Nr.:	Liegendtiefe [cm]	Spezifische Aktivität [Bq/kg]											
		²³⁸ U	Δ ²³⁸ U	²²⁶ Ra	Δ ²²⁶ Ra	²³² Th	Δ ²³² Th	²¹⁰ Pb	Δ ²¹⁰ Pb	⁴⁰ K	Δ ⁴⁰ K	⁷ Be	Δ ⁷ Be
1 O 1	0			4,3	1,2			120,9	14,0	388,5	15,7	130,2	10,3
1 O 2	1			5,6	0,8			311,2	12,5	92,1	5,1	271,9	1,3
1 O 3	2	3,1	1,1	5,8	0,4	2,8	0,0	372,9	10,4	45,8	1,9	87,2	2,4
1 O 4	3	8,1	2,1	11,1	0,5	5,8	0,5	515,6	14,2	50,5	2,6	22,3	1,6
1 O 5	4	22,2	2,6	13,3	0,7	9,1	0,6	512,7	14,5	71,1	2,5		
1 O 6	5	25,3	2,6	17,2	0,8	11,6	0,8	507,0	14,6	79,4	2,8		
1 O 7	6	25,2	3,9	14,2	1,0	13,3	0,9	385,3	11,2	93,6	7,0		
1 O 8	7	24,2	1,7	16,0	0,6	12,3	0,6	380,5	10,0	138,8	2,0		
1 O 9	8	20,2	1,6	14,8	0,5	11,8	0,6	340,0	9,2	146,5	2,3		
1 O 10	9	22,5	1,7	21,7	0,6	16,5	0,8	107,5	3,9	491,1	2,9		
1 O 11	10	32,3	5,4	25,6	0,7	18,7	0,8	--		705,9	7,1		
1 O 12	11	35,5	5,9	25,4	0,6	22,3	1,0			848,4	8,2		
1 O 13	12	27,9	1,9	30,2	0,8	21,5	1,0	31,2	2,0	930,5	4,0		
1 O 14	13	29,1	7,5	31,0	0,8	22,3	0,9			858,3	8,5		
1 O 15	14	35,5	6,7	30,3	4,1	24,0	1,1			827,6	8,2		
1 O 16	15	35,1	2,2	34,5	0,8	24,6	1,1	31,8	2,4	847,9	3,8		
1 O 17	16	36,1	5,2	42,9	1,0	24,7	1,0	--	26,0	882,8	8,5		
1 O 18	17	35,9	5,6	44,2	4,5	27,2	1,2			911,2	8,9		
1 O 19	18	37,8	2,1	62,1	1,3	26,8	1,2	36,9	2,0	873,8	3,7		
1 O 20	19	39,1	7,5	63,8	1,3	28,8	1,2			933,2	9,2		
1 O 21	20	37,2	7,6	64,4	5,5	30,0	1,2			950,5	9,1		
1 O 22	21	41,1	2,2	54,6	1,1	33,1	1,4	45,8	2,9	934,9	4,1		
1 O 23	22	37,5	7,7	58,6	1,2	35,1	1,2	--		925,0	14,0		
1 O 24	23	41,3	7,5	65,5	4,9	32,7	1,3			981,4	9,5		
1 O 25	24	41,1	2,0	60,5	1,2	34,9	1,4	44,8	2,3	949,1	3,9		
1 O 26	25	52,4	6,2	54,1	1,2	37,5	1,6			1014,9	9,6		
1 O 27	28	47,7	9,1	50,4	1,0	35,1	1,6			968,0	9,4		
1 O 28	31	39,5	1,9	52,7	4,3	34,0	1,4	45,2	1,8	928,3	3,4		
1 O 29	43	41,7	7,3	52,3	1,1	35,7	1,5	--		990,1	9,5		
1 O 30	50	50,9	6,9	54,6	1,1	34,0	1,3	--		1031,3	9,7		
1 O 31	59	46,2	2,2	57,6	4,9	33,8	1,3	46,4	2,2	971,8	3,8		
1 O 32	65	39,8	6,4	50,1	0,8	39,2	1,1	--		1027,6	13,9		

Anlage VII c

 Spezifische Aktivität natürlicher und kosmogener Radionuklide **Profil: Olbernhau II**

Proben-Nr.:	Liegendtiefe [cm]	Spezifische Aktivität [Bq/kg]											
		²³⁸ U	Δ ²³⁸ U	²²⁶ Ra	Δ ²²⁶ Ra	²³² Th	Δ ²³² Th	²¹⁰ Pb	Δ ²¹⁰ Pb	⁴⁰ K	Δ ⁴⁰ K	⁷ Be	Δ ⁷ Be
2 O 1	0	--	--	--	--	--	--	22,0	18,8	333,4	25,5	--	--
2 O 2	1	9,9	5,2	3,5	0,8	--	--	273,6	12,4	66,4	4,3	296,9	15,0
2 O 3	2	27,3	1,3	8,7	1,1	4,9	0,7	577,3	21,7	69,2	4,7	75,9	5,5
2 O 4	3	26,6	4,5	13,1	0,9	6,9	0,7	675,6	20,8	81,6	4,0	23,5	3,0
2 O 5	4	26,0	1,5	15,6	0,7	11,8	0,7	482,4	13,2	173,4	2,8	5,0	2,7
2 O 6	5	25,2	3,9	19,9	0,9	15,4	0,9	300,3	10,6	367,4	4,7	--	--
2 O 7	6	24,9	1,2	17,9	0,6	16,6	0,0	260,5	7,3	290,9	2,7	--	--
2 O 8	7	27,4	3,6	19,0	0,6	16,4	0,8	206,7	6,4	399,8	2,8	--	--
2 = 9	8	22,9	1,3	19,5	0,6	17,9	0,9	143,9	4,8	490,5	3,2	--	--
2 O 10	9	27,2	3,8	21,7	0,6	20,0	0,9	93,5	3,1	580,9	2,9	--	--
2 O 11	10	24,7	1,7	22,1	0,6	22,3	1,1	80,1	29,9	727,3	7,5	--	--
2 O 12	11	25,2	3,7	23,5	0,6	23,5	1,1	--	--	815,9	7,9	--	--
2 O 13	12	19,7	3,9	25,8	0,7	25,1	0,0	35,9	2,2	751,6	3,6	--	--
2 O 14	13	19,8	3,8	27,1	0,7	26,2	1,2	--	--	836,0	8,2	--	--
2 O 15	14	21,1	3,4	34,5	0,8	29,0	1,3	--	--	789,3	7,6	--	--
2 O 16	15	31,4	5,9	40,3	0,9	30,5	1,2	28,4	1,9	836,1	3,7	--	--
2 O 17	16	14,6	2,4	36,0	0,8	32,0	1,4	--	--	817,6	7,9	--	--
2 O 18	17	29,6	3,6	37,4	0,9	34,0	1,5	--	--	920,2	8,9	--	--
2 O 19	18	--	--	45,9	1,0	38,0	1,6	31,9	2,1	868,6	3,6	--	--
2 O 20	19	--	--	36,6	0,9	34,8	1,5	--	--	841,9	8,3	--	--
2 O 21	20	--	--	35,7	0,9	35,0	1,5	--	--	851,9	8,3	--	--
2 O 22	23	--	--	36,8	0,8	36,8	1,6	28,4	2,1	865,0	3,6	--	--
2 O 23	26	--	--	32,7	0,8	36,5	1,6	--	--	846,1	8,2	--	--
2 O 24	36	--	--	34,0	0,0	40,3	0,0	--	--	883,9	12,6	--	--
2 O 25	46	--	--	--	0,0	0,0	0,0	--	--	--	0,0	--	--
2 O 26	56	--	--	36,5	0,8	38,1	1,7	--	--	950,2	9,1	--	--

Anlage VII d

 Spezifische Aktivität natürlicher und kosmogener Radionuklide **Profil: Colditz**

Proben-Nr.:	Liegendtiefe [cm]	Spezifische Aktivität [Bq/kg]											
		²³⁸ U	Δ ²³⁸ U	²²⁶ Ra	Δ ²²⁶ Ra	²³² Th	Δ ²³² Th	²¹⁰ Pb	Δ ²¹⁰ Pb	⁴⁰ K	Δ ⁴⁰ K	⁷ Be	Δ ⁷ Be
C 1	-1	7,5	4,8	3,6	2,2	--	--	26,1	13,3	391,9	22,6	--	--
C 2	0	--	--	4,3	1,3	--	--	87,4	9,5	195,4	13,2	90,0	14,7
C 3	1	--	--	7,7	1,2	7,5	1,0	222,3	9,6	120,8	7,8	50,4	7,0
C 4	2	17,0	2,0	20,6	0,7	17,0	0,9	300,7	8,5	166,5	2,4	1,5	0,8
C 5	3	26,3	1,7	26,3	0,7	23,2	1,1	187,3	5,6	265,9	2,5	4,1	1,0
C 6	4	38,4	2,3	31,4	0,9	27,8	1,3	194,4	5,8	300,4	2,8	4,2	1,1
C 7	5	39,8	2,2	31,2	0,8	27,2	--	147,0	4,7	325,5	2,5	--	--
C 8	6	33,6	1,9	32,5	0,8	31,0	1,3	86,9	2,8	429,2	2,5	--	--
C 9	7	35,0	2,2	31,6	0,7	32,5	1,4	58,3	2,6	452,6	2,4	--	--
C 10	8	32,7	2,0	30,2	0,7	33,2	1,4	42,6	2,4	458,6	2,4	--	--
C 11	9	41,1	4,8	32,4	0,8	31,7	1,4	--	--	467,3	4,7	--	--
C 12	10	39,2	6,9	32,8	0,8	32,7	1,5	--	--	469,3	4,8	--	--
C 13	11	33,8	1,8	32,9	0,7	34,6	1,5	--	--	480,3	2,5	--	--
C 14	12	32,9	5,2	33,3	0,7	33,6	1,5	--	--	489,1	4,9	--	--
C 15	13	35,4	6,2	33,6	0,8	33,6	1,4	--	--	489,4	5,1	--	--
C 16	14	33,0	1,9	33,1	0,7	35,5	1,5	35,2	1,9	501,4	2,5	--	--
C 17	16	38,9	5,8	34,3	0,8	34,3	1,5	--	--	506,5	5,0	--	--
C 18	18	41,8	7,5	34,9	0,8	35,0	1,5	--	--	503,1	5,1	--	--
C 19	20	34,7	2,1	33,9	0,8	35,2	1,5	32,3	1,6	494,7	2,5	--	--
C 20	22	37,3	6,8	34,5	0,8	34,3	1,5	--	--	500,5	5,1	--	--
C 21	24	38,8	5,2	35,0	0,7	34,6	1,5	--	--	499,3	4,8	--	--
C 22	26	35,1	1,8	35,9	0,8	37,0	1,6	37,0	1,8	530,5	2,4	--	--
C 23	36	41,1	9,3	36,5	0,8	36,7	1,6	--	--	511,1	5,2	--	--
C 24	46	30,5	1,8	38,2	0,8	38,9	1,6	28,6	1,8	540,5	2,5	--	--

Anlage VII e

Spezifische Aktivität natürlicher und kosmogener Radionuklide **Profil: Bad Schandau**

Proben-Nr.:	Liegendtiefe [cm]	Spezifische Aktivität [Bq/kg]											
		²³⁸ U	Δ ²³⁸ U	²²⁶ Ra	Δ ²²⁶ Ra	²³² Th	Δ ²³² Th	²¹⁰ Pb	Δ ²¹⁰ Pb	⁴⁰ K	Δ ⁴⁰ K	⁷ Be	Δ ⁷ Be
S 1	2			4,6	0,3	3,5	0,01	236,4	7,6	38,9	2,4	82,8	2,8
S 2	3	9,9	5,2	9,2	0,5	5,8	0,0	425,1	12,5	59,4	2,7	13,0	1,4
S 3	4	27,3	1,3	24,4	0,6	19,0	0,9	412,6	10,3	189,0	1,6	1,4	0,4
S 4	5	26,6	4,5	26,3	0,7	20,7	0,9	295,4	7,7	220,3	1,9		
S 5	6	26,0	1,5	27,2	0,7	22,7	1,0	218,2	6,1	240,9	1,9		
S 6	7	25,2	3,9	26,1	0,6	22,9	0,0	126,8	3,6	251,4	1,6		
S 7	8	24,9	1,2	27,1	0,6	25,5	1,1	73,2	2,2	281,2	1,4		
S 8	9	27,4	3,6	25,5	0,6	24,8	1,0	47,5	1,9	264,4	1,6		
S 9	10	22,9	1,3	28,0	0,6	26,9	1,1	30,9	1,5	285,3	1,7		
S 10	11	27,2	3,8	29,2	0,7	28,5	1,2	22,7	1,2	294,3	1,8		
S 11	12	24,7	1,7	29,5	0,7	28,8	1,3	25,3	1,7	291,6	1,9		
S 12	13	25,2	3,7	27,7	0,6	26,7	1,1	17,7	1,4	281,3	1,8		
S 13	14	19,7	3,9	29,6	0,8	24,1	1,0	--		251,1	3,9		
S 14	16	19,8	3,8	30,1	0,7	26,1	1,0	--		259,8	3,9		
S 15	18	21,1	3,4	27,7	0,6	28,1	1,2	17,6	1,4	284,0	1,8		
S 16	20	31,4	5,9	28,5	0,7	26,0	1,1	--		263,6	4,1		
S 17	30	14,6	2,4	28,0	0,6	28,3	1,1	--		263,6	3,9		
S 18	40	29,6	3,6	29,6	0,6	33,1	1,4	15,8	1,2	291,2	1,7		

Anlage VII f

Spezifische Aktivität natürlicher und kosmogener Radionuklide **Profil: Leipzig**

Proben-Nr.:	Liegendtiefe [cm]	Spezifische Aktivität [Bq/kg]											
		²³⁸ U	Δ ²³⁸ U	²²⁶ Ra	Δ ²²⁶ Ra	²³² Th	Δ ²³² Th	²¹⁰ Pb	Δ ²¹⁰ Pb	⁴⁰ K	Δ ⁴⁰ K	⁷ Be	Δ ⁷ Be
1 Le 1	-0,5			33,0	11,0					1996	96,0	257,0	63,0
1 Le 2	0	24,5	6,5	19,9	0,8			104,7	31,4	242,8	4,9	70,7	4,4
1 Le 3	1	51,5	9,0	51,8	1,2	37,4	5,8			648,0	6,9	9,6	1,1
1 Le 4	2	47,1	1,9	55,8	1,1			54,3	2,1	643,3	2,8	5,0	0,6
1 Le 5	3	50,2	5,6	59,8	1,2	54,8	8,7			650,6	6,4	2,8	0,4
1 Le 6	4	54,8	2,2	58,4	1,2	61,6	8,0	55,6	2,2	646,1	2,8		
1 Le 7	5	52,1	2,0	58,3	1,2	46,4	9,6	52,4	2,0	640,3	3,0		
1 Le 8	6	47,8	2,1	60,4	1,2	80,0	8,2	50,9	2,0	654,8	3,2		
1 Le 9	7	52,0	1,8	58,9	1,1			50,7	2,0	643,7	2,7		
1 Le 10	8	55,6	5,1	56,9	1,2					619,7	6,1		
1 Le 11	10	60,1	5,7	58,9	1,2	65,2	7,8	--	--	643,9	6,2		
1 Le 12	12	50,6	2,0	56,6	1,1			45,8	2,1	639,9	2,9		
1 Le 13	14	61,3	6,3	53,4	1,1					607,9	6,1		
1 Le 14	16	52,1	5,7	52,8	1,1	44,8	8,8			614,3	6,1		
1 Le 15	18	50,9	2,3	58,1	1,2			44,3	2,3	662,7	3,5		
1 Le 16	20	64,9	7,4	57,4	1,2			55,3	18,4	671,4	6,7		
1 Le 17	30	65,5	5,6	57,9	1,2			55,9	17,6	688,1	6,8		
1 Le 18	40												

Anlage VIII

Spezifische Aktivität natürlicher und künstlicher Radionuklide der Silt- und Tonfraktion; Profil Laußnitz

Anlage VIII

Spezifische Aktivitäten natürlicher und künstlicher Radionuklide der Silt- und Tonfraktion **Profil: Laußnitz**

Proben-Nr.:	Liegendtiefe [cm]	Spezifische Aktivität [Bq/kg]											
		²³⁸ U	Δ ²³⁸ U	²²⁶ Ra	Δ ²²⁶ Ra	²³² Th	Δ ²³² Th	⁴⁰ K	Δ ⁴⁰ K	¹³⁷ Cs	Δ ¹³⁷ Cs	²⁴¹ Am	Δ ²⁴¹ Am
L 1	0	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
L 2	1	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
L 3	2	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
L 4	3	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
L 5	4	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
L 5	5	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
L 7	6	--	--	11,9	2,7	13,5	2,0	41,2	16,4	152,8	5,2	--	--
L 8	7	--	--	18,7	3,6	14,9	--	53,6	18,8	153,4	5,4	2,3	0,9
L 9	8	23,6	6,7	19,6	2,0	15,2	1,8	109,5	17,1	98,3	3,5	4,6	1,0
L 10	9	30,4	8,0	20,1	2,5	22,1	--	133,0	17,5	52,4	3,0	3,6	1,2
L 11	10	42,3	10,8	32,7	2,9	28,5	2,5	178,1	17,6	38,3	2,4	--	--
L 12	11	45,0	9,7	43,6	3,6	46,0	--	307,7	22,3	38,7	2,5	--	--
L 13	12	40,7	7,4	41,7	2,9	45,5	2,6	249,1	21,0	42,8	2,4	--	--
L 14	13	54,3	5,8	52,0	2,5	--	--	--	--	--	--	--	--
L 15	14	61,4	7,9	47,3	2,5	65,6	2,4	351,9	15,9	43,1	2,0	--	--
L 16	15	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
L 17	16	50,4	6,4	41,7	2,4	59,8	2,2	390,7	14,9	47,0	2,0	--	--
L 18	17	84,1	26,3	51,5	2,6	70,2	--	383,0	18,9	47,6	2,3	--	--
L 19	18	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--
L 20	19	62,8	9,4	49,6	2,8	61,4	--	325,5	16,0	37,1	1,9	--	--
L 21	20	67,9	20,4	46,2	3,9	66,0	--	324,9	18,9	37,4	2,2	--	--
L 22	21	49,4	25,0	46,2	3,6	61,5	--	361,0	24,1	31,4	2,3	--	--
L 24	23	56,7	13,1	48,8	3,8	66,3	3,3	365,0	22,0	30,7	2,3	--	--
L 25	25	38,4	23,9	31,5	2,3	39,6	1,8	240,0	15,0	10,6	1,4	--	--
L 26	30	50,7	27,4	47,9	3,4	70,9	--	393,7	21,0	4,8	1,2	--	--
L 27	45	34,5	7,0	36,6	2,7	49,3	--	550,7	21,0	2,7	1,1	--	--

Anlage IX

Kornverteilung

- a Laußnitz
- b Olbernhau I
- c Olbernhau II
- d Colditz
- e Bad Schandau
- f Leipzig

Substratgehalte Profil Laußnitz

Proben- Nr.:	Siebrückstände in Gewichtsprozent [%]			
	Fraktion [mm]			
	0,63 - 2,0	0,2 - 0,63	0,063 - 0,2	< 0.063
L1	29	55	10	0.1
L2	15	56	23	0.2
L3	0.4	54	41	0.3
L4	1	43	0.1	1
L5	0.3	21	31	1
L6	0.3	25	32	1
L7	2	41	42	2
L8	0.5	38	50	2
L9	1	48	44	2
L10	2	54	32	5
L11	3	63	26	4
L12	5	69	18	3
L14	6	66	21	4
L18	19	62	14	2
L20	16	64	14	4
L22	14	64	17	4
L24	19	65	12	3
L26	2	65	10	3
L27	5	73	17	4

Substratgehalte Profil Olbernhau I

Proben-Nr.	Siebrückstände in Gewichtsprozent [%]			
	Fraktion [mm]			
	0,63 - 2,0	0,2 - 0,63	0,063 - 0,2	< 0,063
1O11	49	37	12	2
1O12	43	40	12	4
1O13	34	26	9	4
1O14	47	36	13	4
1O15	45	37	11	5
1O16	43	37	14	5
1O17	42	39	13	5
1O18	41	36	16	5
1O19	40	38	14	6
1O21	41	40	14	5
1O22	41	38	15	5
1O23	32	30	12	5
1O24	38	35	18	7
1O25	42	35	16	6
1O26	40	37	17	6
1O27	36	39	17	7
1O28	29	41	22	8
1O29	28	35	27	9
1O30	29	36	21	6
1O31	29	36	27	7
1O32	29	38	26	7

Substratgehalte Profil Olbernhau II

Proben-Nr.	Siebrückstände in Gewichtsprozent [%]			
	Fraktion [mm]			
	0,63 - 2,0	0,2 - 0,63	0,063 - 0,2	< 0,063
2O12	32	23	20	6
2O16	29	34	10	8
2O20	33	35	21	5

Substratgehalte Profil Colditz

Proben-Nr.	Siebrückstände in Gewichtsprozent [%]			
	Fraktion [mm]			
	0,63 - 2,0	0,2 - 0,63	0,063 - 0,2	< 0,063
C 5	11	28	46	12
C 6	7	23	52	16
C 7	10	30	52	7
C 8	14	26	50	1
C 9	13	29	52	6
C 10	14	32	38	7
C 11	15	25	47	10
C 12	15	26	33	8
C 13	23	36	36	4
C 14	15	36	45	3
C 15	16	38	39	6
C 16	19	25	46	9
C 17	19	32	36	13
C 18	12	22	45	19
C 19	16	25	46	13
C 20	20	22	42	16
C 21	26	30	31	13
C 22	22	32	26	21
C 23	24	29	26	20
C 24	37	29	23	12

Substratgehalte Profil Bad Schandau

Proben-Nr.	Siebrückstände in Gewichtsprozent [%]			
	Fraktion [mm]			
	0,63 - 2,0	0,2 - 0,63	0,063 - 0,2	< 0,063
S4	50	39	6	3
S9	64	31	4	1
S15	63	32	4	1
S18	58	32	8	1

Substratgehalte Profil Stadtauenwald Leipzig (Daten: HAASE & SCHNEIDER 2001)

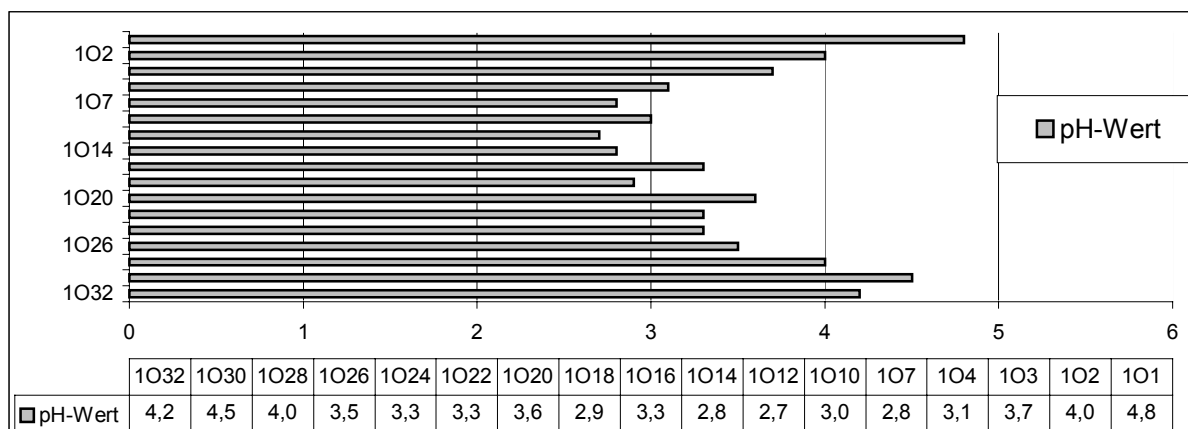
Substrat	Gehalt [%]			
	0 – 0.12 m	0.12 – 0.6 m	0.6 – 1.10 m	> 1.10 m
Sand	9	10	16	28
Schluff	54	48	55	47
Ton	38	43	29	25

Anlage X

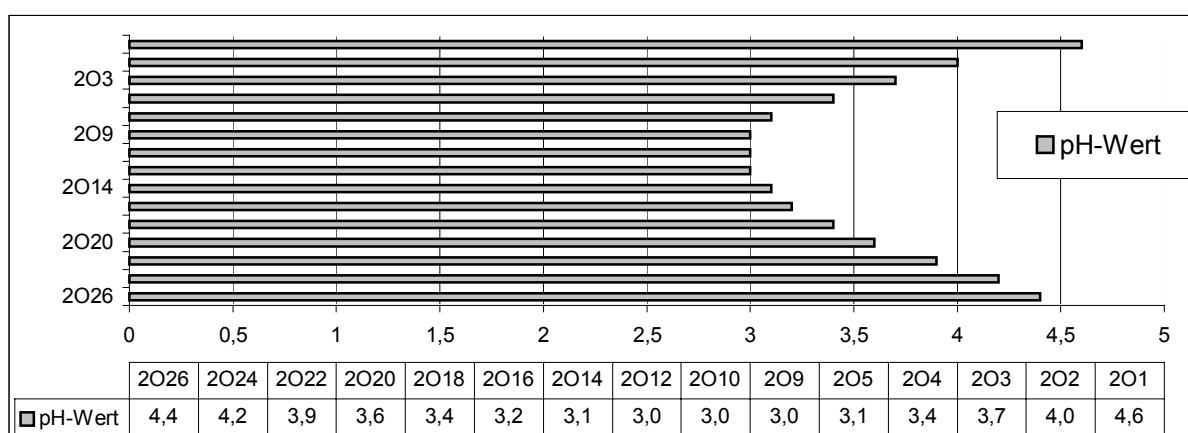
pH-Werte

- a Laußnitz
- b Olbernhau I
- c Olbernhau II
- d Colditz
- e Bad Schandau
- f Leipzig

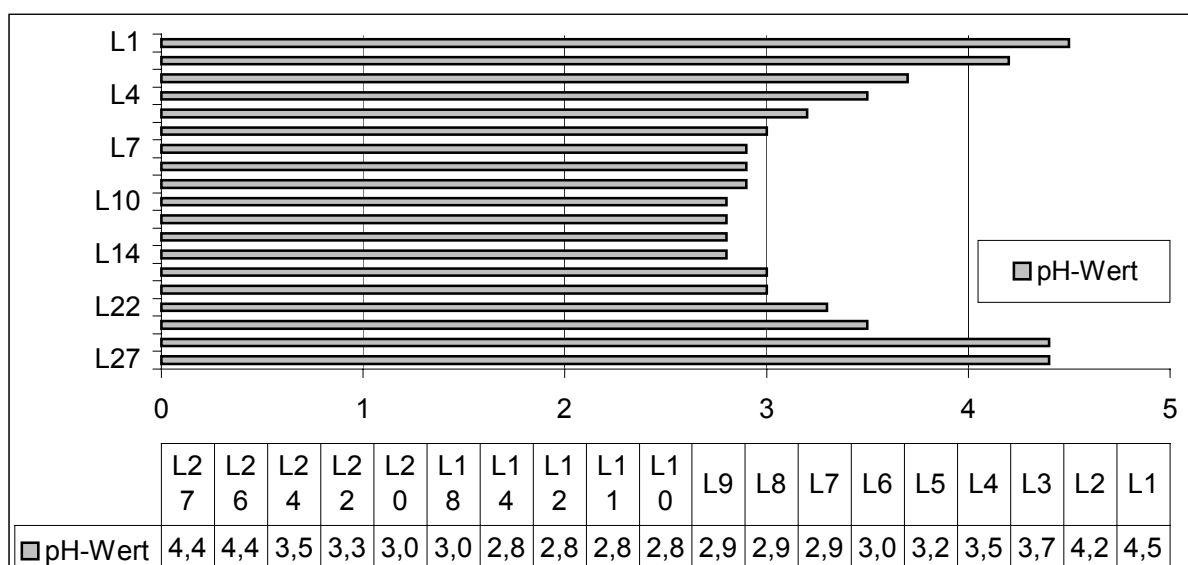
Anlage X pH-Werte der untersuchten Bodenprofile



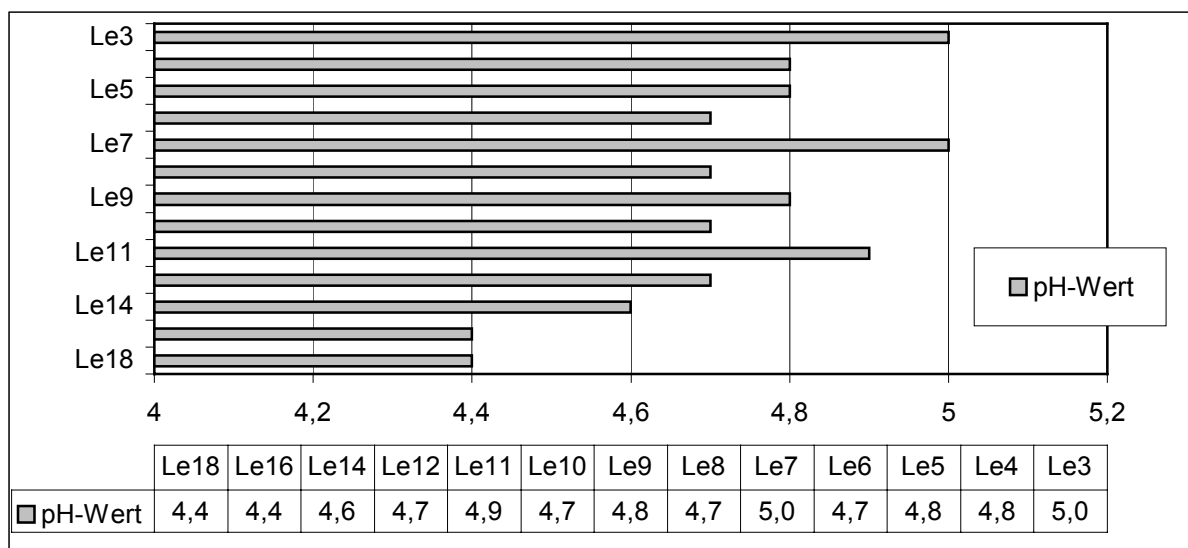
pH-Werte im Profil Olbernhau I



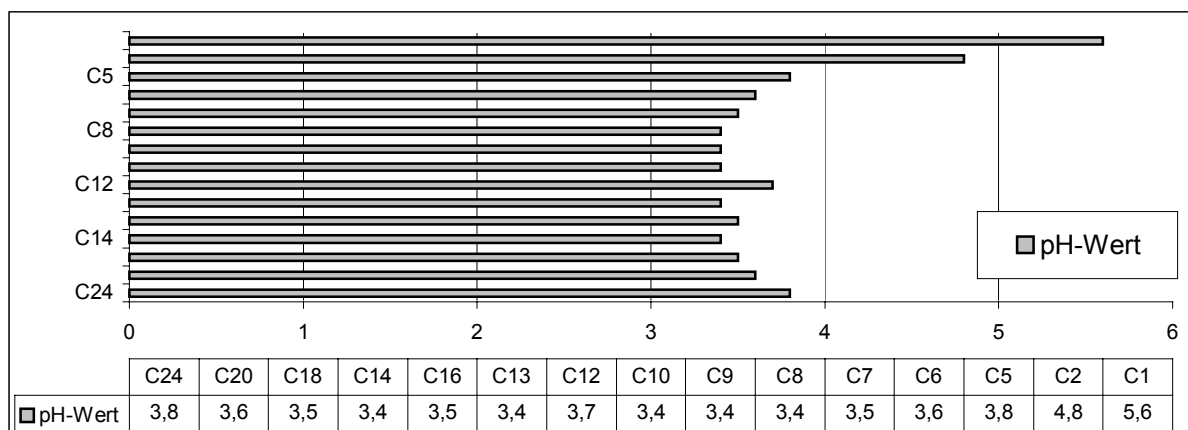
pH-Werte im Profil Olbernhau II



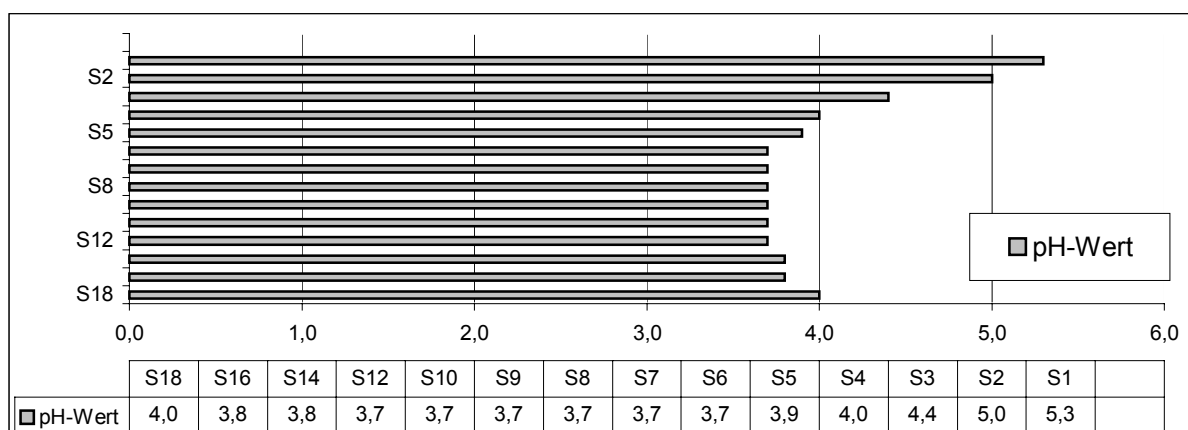
pH-Werte im Profil Laußnitz



pH-Werte im Profil Leipzig



pH-Werte im Profil Colditz



pH-Werte im Profil Bad Schandau

Anlage XI

SOM-Gehalte

- a Laußnitz
- b Olbernhau I
- c Olbernhau II
- d Colditz

Glühverlust Lausnitz

Proben-Nr.	Boden-horizont	Einwage [g]	Masse nach Trocknung (105 °C) [g]	Masse nach Glühen (400 °C) [g]	Glühverlust [g]	Glühverlust [%]
L1	L	1.11	1.08	0.05	1.04	96
L2	L	1.04	1.03	0.08	0.95	92
L3	L	1.08	1.06	0.12	0.94	88
L4	Of	1.07	1.05	0.24	0.80	77
L5	Of	0.99	0.97	0.10	0.88	90
L6	Oh	1.05	1.02	0.10	0.91	90
L7	Oh	1.00	0.96	0.15	0.81	85
L8	Oh	1.00	0.93	0.17	0.77	82
L9	Oh	1.00	0.97	0.42	0.55	57
L10	Aeh	1.02	0.98	0.56	0.43	43
L11	Aeh	1.01	0.99	0.64	0.35	36
L12	Aeh	1.00	0.99	0.79	0.20	20
L14	Ae	1.00	0.99	0.90	0.10	10
L16	Ae	1.00	0.99	0.94	0.05	5
L18	Ae	1.02	1.01	0.97	0.05	5
L20	Bsh	1.00	0.99	0.94	0.06	6
L22	Bsh	1.00	0.99	0.95	0.04	4
L24	Bsh	0.99	0.99	0.95	0.03	3
L26	Bs	1.02	1.00	0.98	0.02	2
L27	Bv	1.00	0.98	0.97	0.01	1

Gklühverlust Olbernhau I

Proben-Nr.	Boden-horizont	Einwage [g]	Masse nach Trocknung (105 °C) [g]	Masse nach Glühen (400 °C) [g]	Glühverlust [g]	Glühverlust [%]
1O1	L	1.01	1.01	0.05	0.96	95
1O2	L	1.04	1.04	0.06	0.98	94
1O3	L	1.04	1.04	0.11	0.93	90
1O4	Of	0.98	0.98	0.20	0.79	80
1O5	Of	1.01	1.01	0.20	0.81	80
1O6	Oh	1.00	1.00	0.29	0.70	71
1O7	Oh	0.97	0.97	0.22	0.75	78
1O8	Oh	0.99	0.99	0.26	0.73	73
1O9	Oh	0.98	0.98	0.26	0.72	74
1O10	Ae	0.97	0.97	0.60	0.37	38
1O11	Ae	1.10	1.10	0.84	0.26	24
1O12	Bsh	1.08	1.08	0.92	0.15	14
1O14	Bsh	1.08	1.08	0.93	0.14	13
1O16	Bsh	0.99	0.99	0.85	0.15	15
1O18	Bsh	0.99	0.99	0.88	0.11	11
1O20	Bsh	1.02	1.02	0.91	0.11	11
1O22	Bs	1.01	1.01	0.91	0.09	9
1O24	Bs	1.11	1.11	1.03	0.08	7
1O26	Bs	0.99	0.99	0.90	0.08	8
1O28	Bs	1.05	1.05	0.99	0.07	6
1O30	Bv	1.05	1.05	1.00	0.05	5
1O32	Bv	1.08	1.08	1.05	0.02	2

Glühverlust Olbernhau II

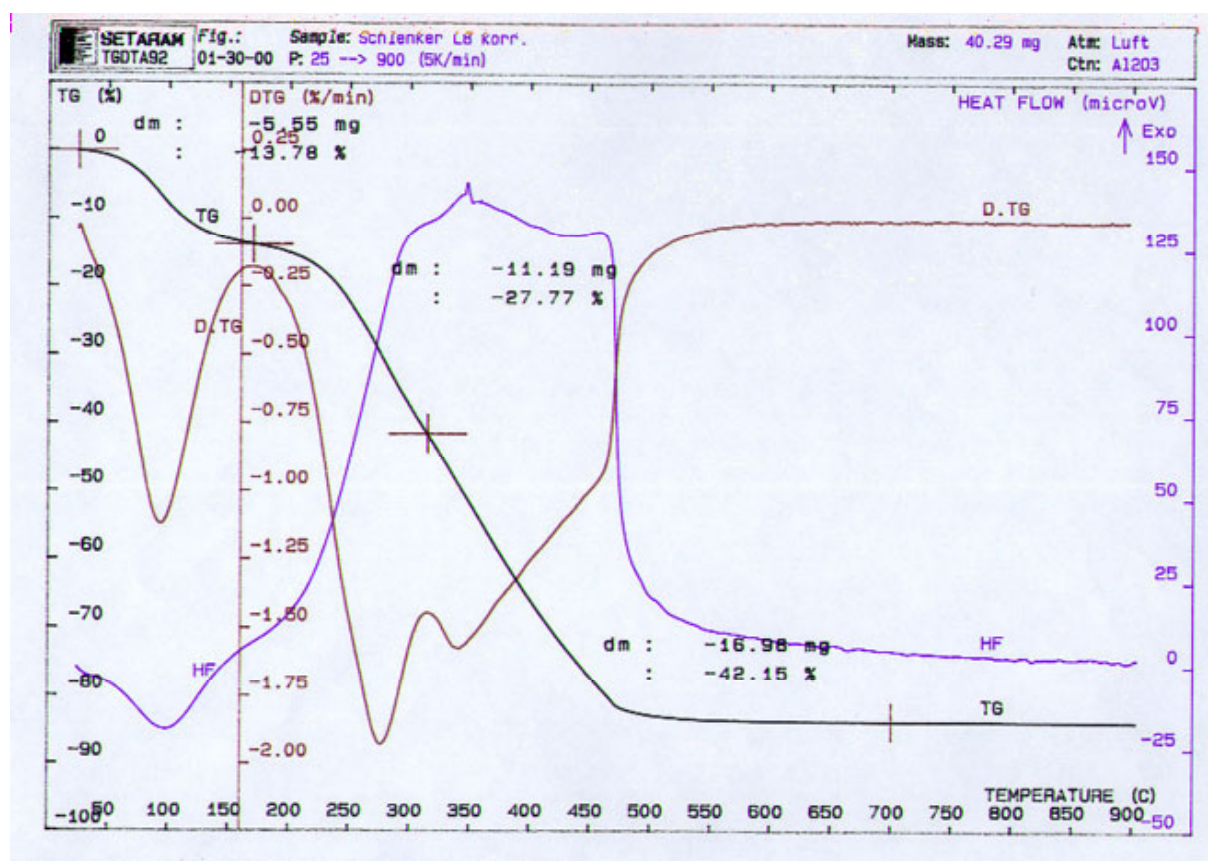
Proben-Nr.	Boden-horizont	Einwage [g]	Masse nach Trocknung (105 °C) [g]	Masse nach Glühen (400 °C) [g]	Glühverlust [g]	Glühverlust [%]
201	L	1.17	1.13	0.05	1.08	96
202	L	1.01	0.97	0.06	0.90	93
203	Of	1.04	1.02	0.09	0.93	91
204	Of	1.10	1.07	0.17	0.90	84
205	Oh	1.11	1.08	0.31	0.77	71
206	Oh	1.11	1.08	0.50	0.58	54
207	Oh	1.04	1.00	0.46	0.53	53.56
208	Oh	1.10	1.07	0.55	0.52	49
209	Aeh	1.06	1.04	0.65	0.40	38
2010	Aeh	1.05	1.02	0.67	0.35	35
2011	Aeh	1.08	1.05	0.77	0.28	26
2012	Ae	1.14	1.12	0.99	0.14	12
2016	Bsh	1.02	0.89	0.77	0.12	13
2018	Bv	1.02	1.00	0.90	0.10	10
2020	Bv	1.10	1.08	0.98	0.11	10
2022	Bv	1.05	1.03	0.94	0.09	9
2024	Bv	1.04	1.03	0.95	0.08	8
2026	Bv	1.20	1.20	1.13	0.06	5

Glühverlust Colditz

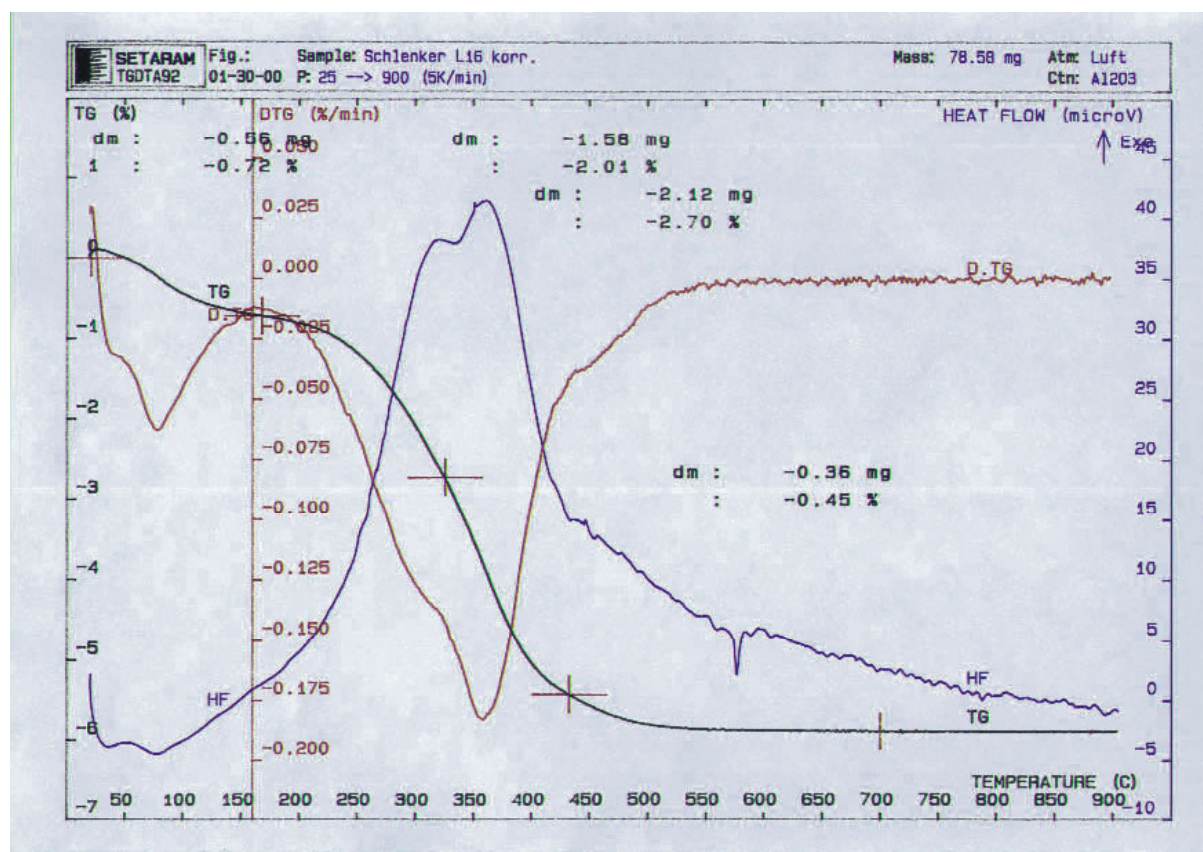
Proben-Nr.	Boden-horizont	Einwage [g]	Masse nach Trocknung (105 °C) [g]	Masse nach Glühen (400 °C) [g]	Glühverlust [g]	Glühverlust [%]
C1	L	1.00	0.95	0.08	0.87	91
C2	L	1.04	1.00	0.06	0.94	94
C4	Of	0.99	0.96	0.06	0.90	94
C5	Oh	1.00	0.97	0.49	0.48	50
C6	Ah	1.00	0.97	0.63	0.34	35
C7	Ah	1.00	0.98	0.68	0.30	30
C8	Ah	1.00	0.98	0.81	0.17	17
C9	Ah	1.00	0.98	0.86	0.12	13
C10	Ah	1.00	0.99	0.94	0.05	5
C11	Ah	1.00	0.99	0.80	0.18	18
C12	Sw	1.00	0.99	0.88	0.11	11
C14	Sw	1.00	0.99	0.90	0.09	9
C16	Sw	1.00	0.99	0.92	0.07	7
C18	Sw	1.01	1.00	0.95	0.05	5
C20	Sw	1.02	1.01	0.98	0.04	4
C22	Sw	1.01	1.01	0.98	0.03	3
C24	Sw	1.03	1.02	1.00	0.02	2

Anlage XII

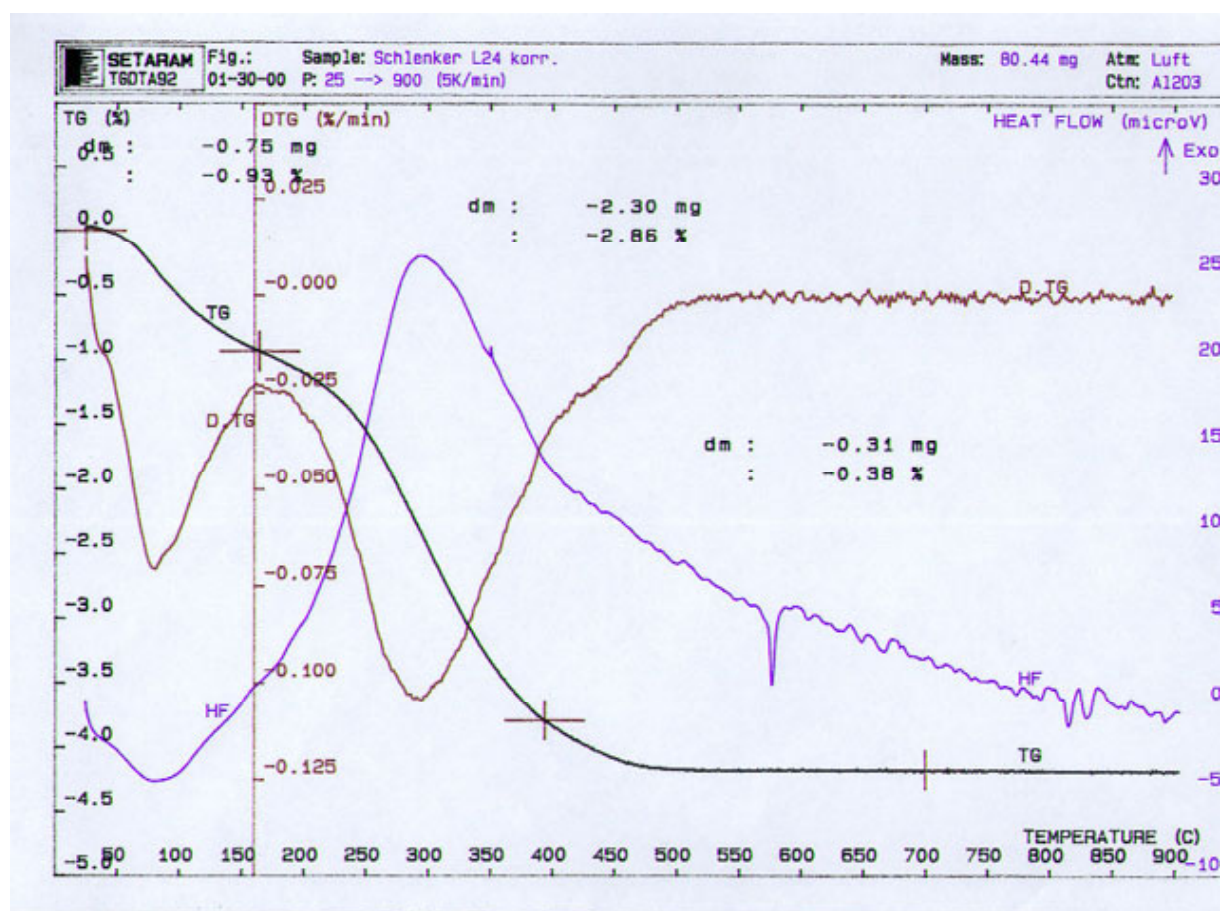
Ergebnisse der Differenziellen Thermogravimetrischen Analysen



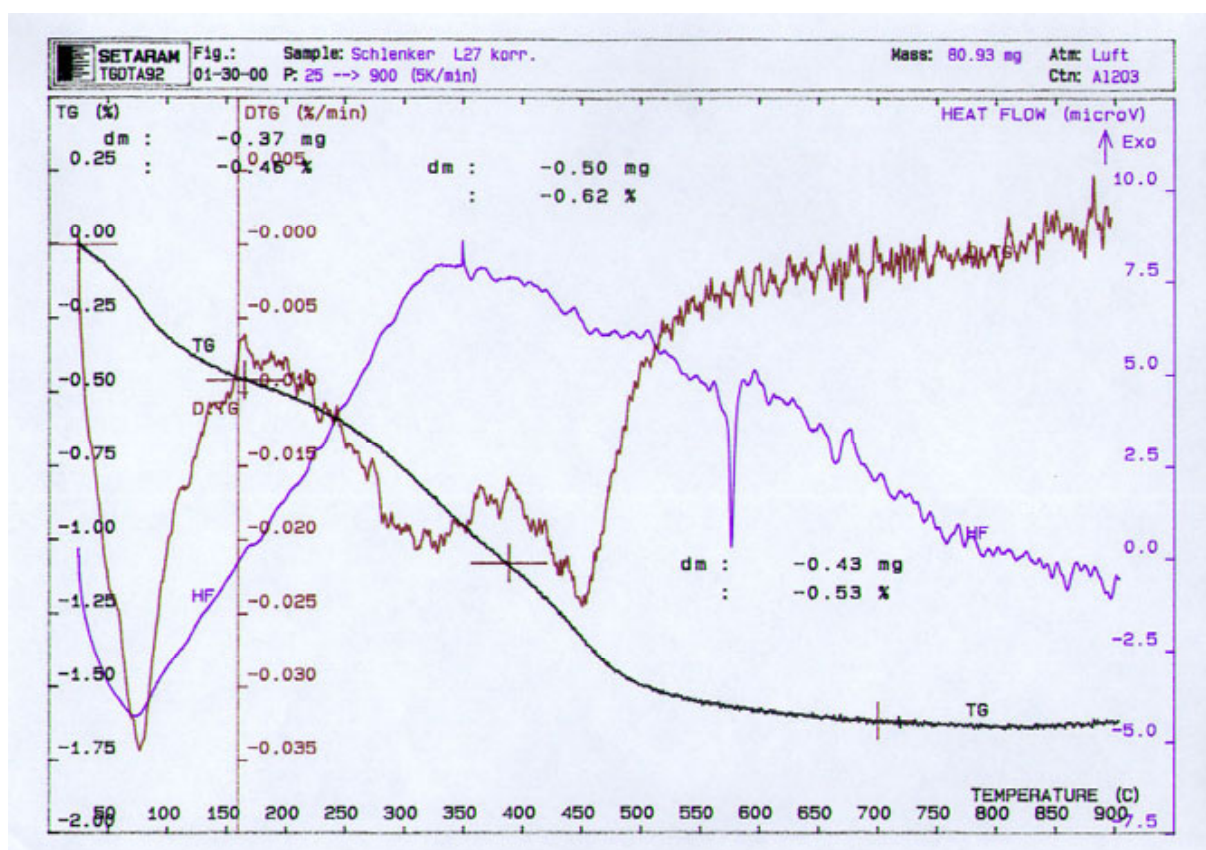
Profil: Laußnitz
 Probe L 8



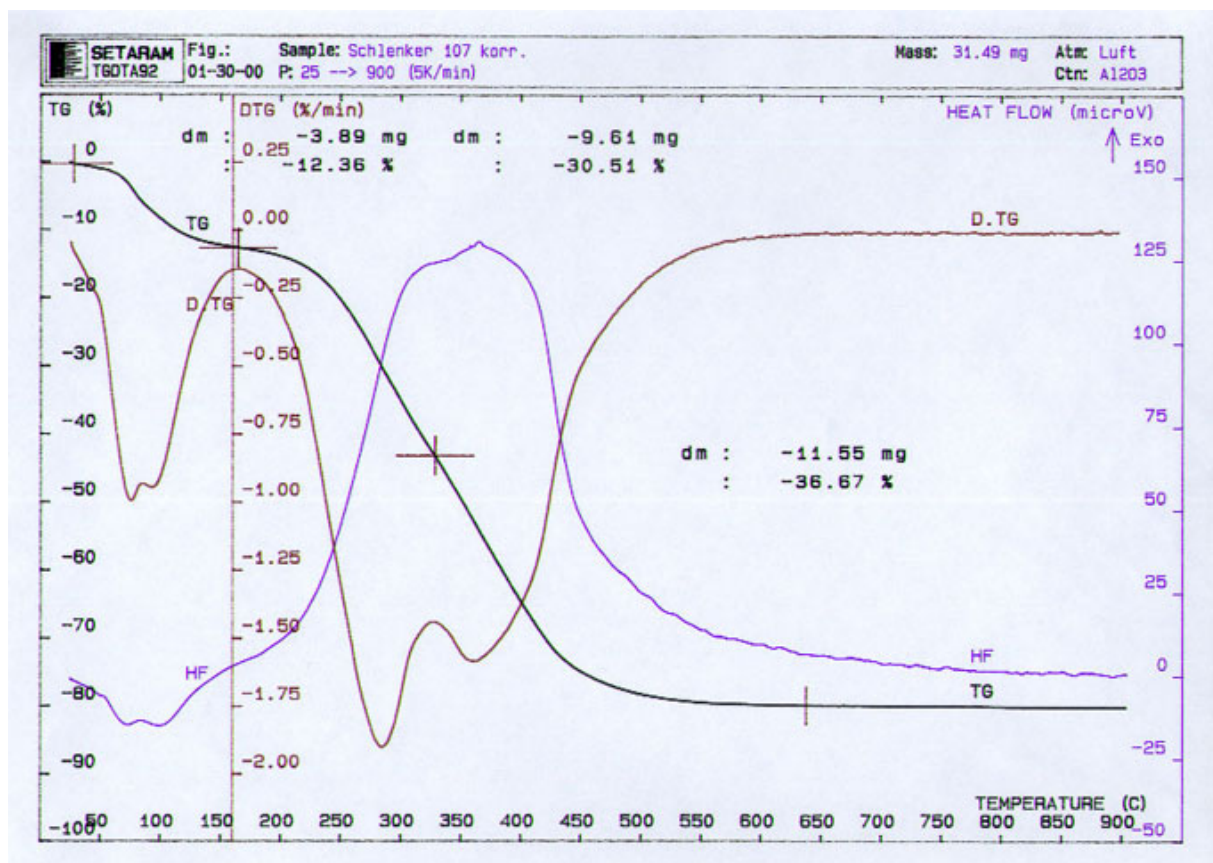
Profil: Laußnitz
 Probe L 16



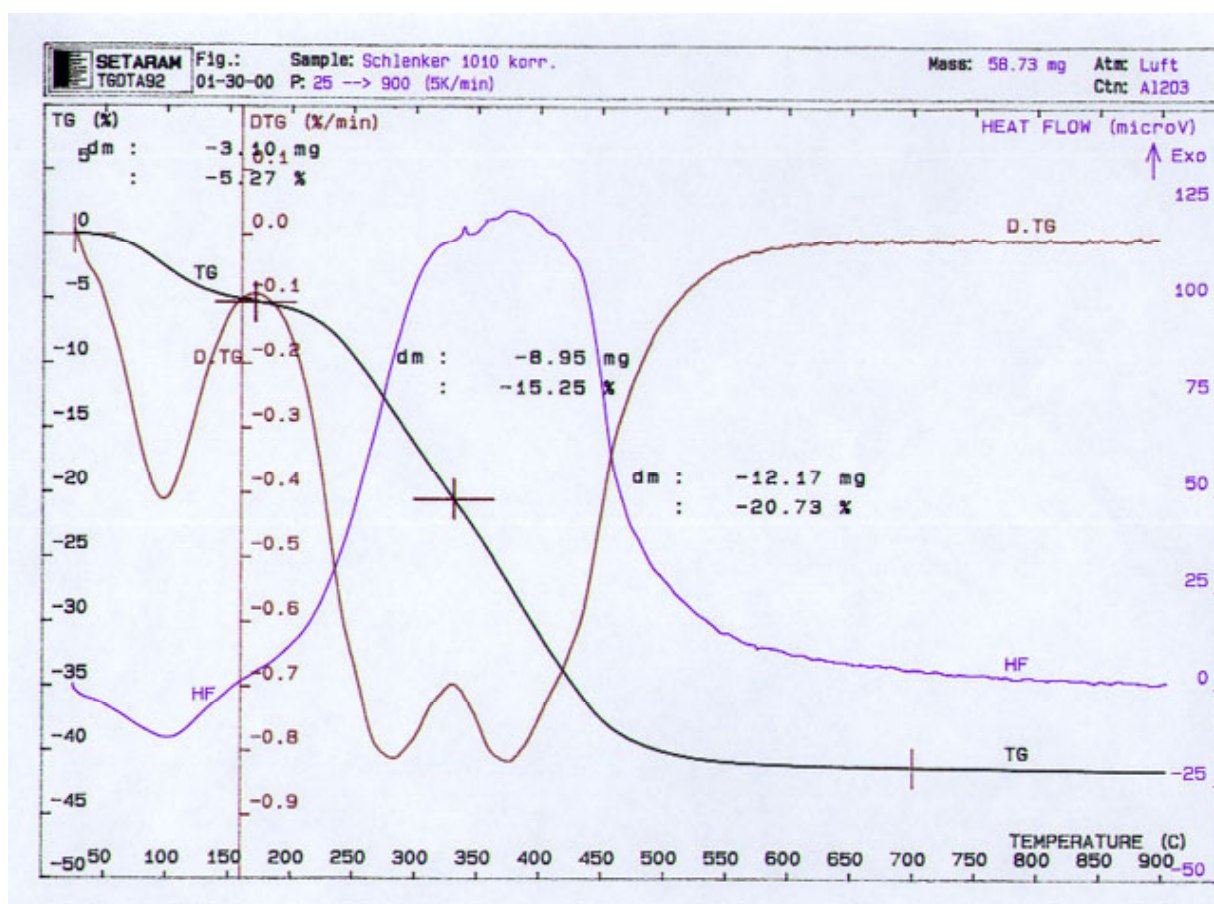
Profil: Laußnitz
 Probe L 24



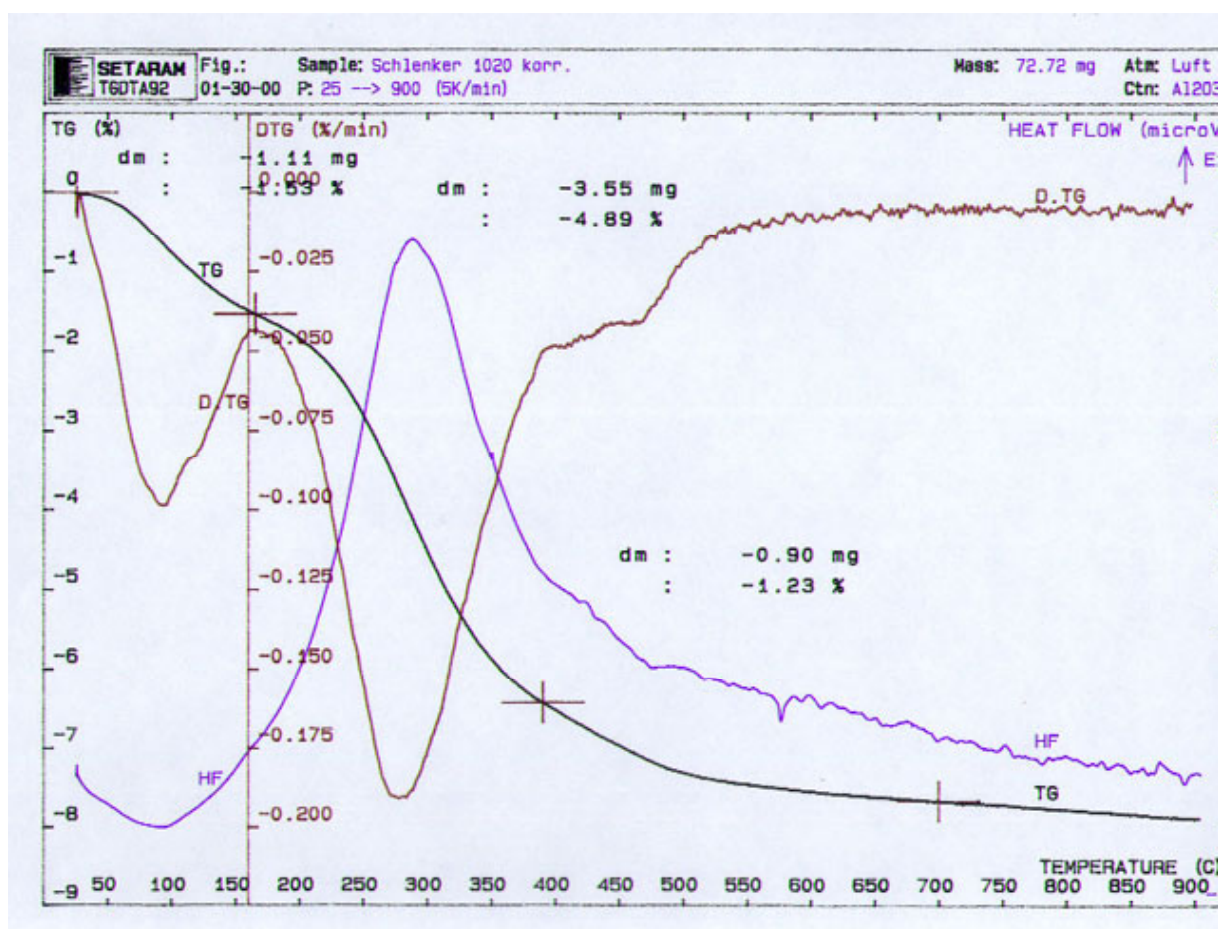
Profil: Laußnitz
Probe L 27



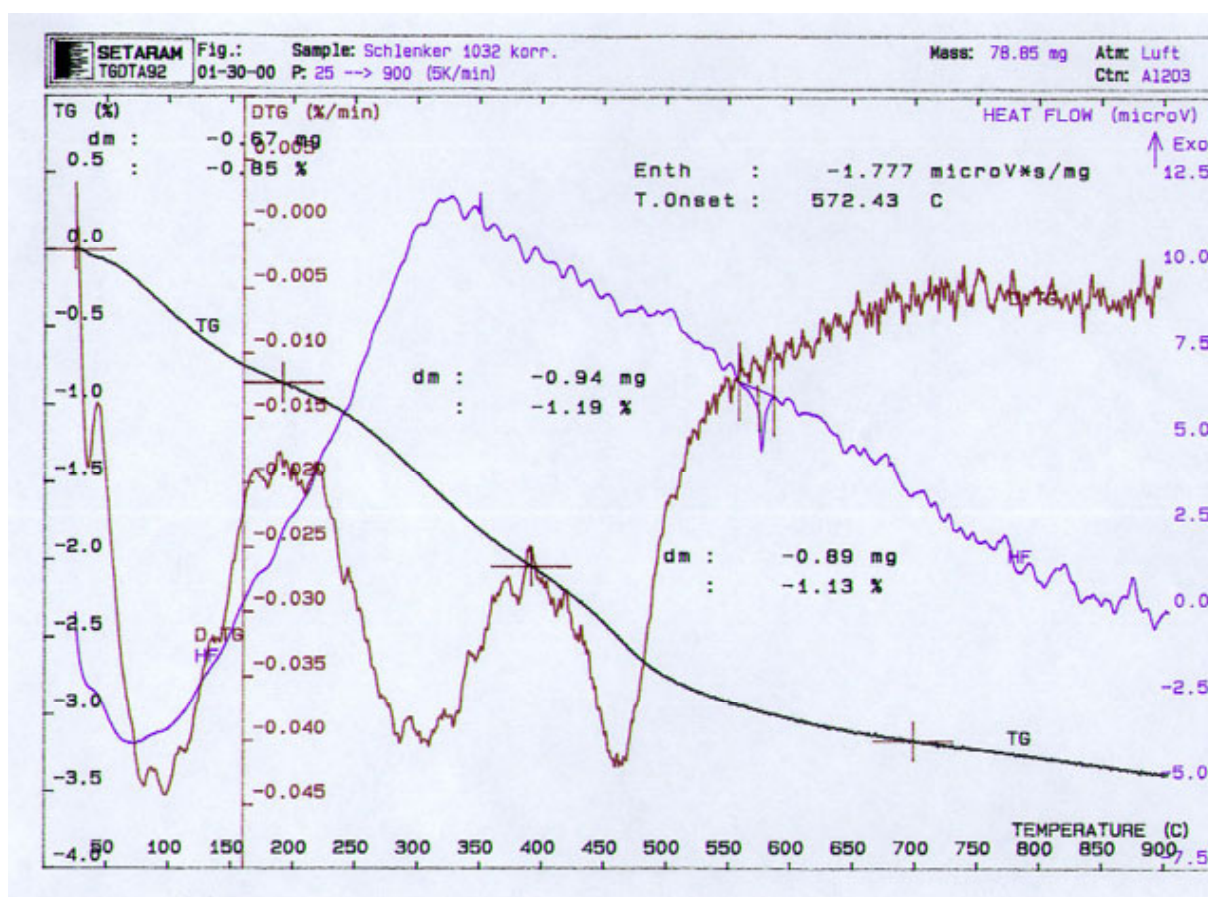
Profil: Olbernhau I
 Probe 1 O 7



Profil: Olbernhau I
 Probe 1 O 10



Profil: Olbernhau I
 Probe 1 O 20



Profil: Olbernhau I
 Probe 1 O 32